

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК

I

ГЕОМОРФОЛОГИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1952 ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор
доктор географических наук *И. И. СОКОЛОВ*

гео
сто
Аз

и
ре
и г

в

STAT

ОТ РЕДАКЦИИ

Предлагаемый сборник содержит работы по геоморфологии и палеогеографии. Сюда вошли статьи общего характера, а также статьи о карстовых формах по различным областям Союза ССР (Урал, Средняя Азия, Кавказ).

В некоторых статьях рассматриваются вопросы широкого научного и практического значения — о происхождении, развитии и возрасте рельефа обширных территорий или типичных элементов рельефа равнин и гор. Другие статьи посвящены более конкретным практическим темам.

Часть работ была подготовлена к печати 2—3 года тому назад, почему в этих статьях не учтены последние литературные данные.

1952 . Г Е О Г Р А Ф И Ч Е С К И Й С Б О Р Н И К . I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

Л. И. МАРУАШВИЛИ

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ
ЛАНДШАФТОВ КАВКАЗСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

I

Палеогеографическое рассмотрение Кавказа может иметь некоторый общий интерес, ибо на материале Кавказа как весьма разнообразной и в то же время довольно хорошо исследованной горной области легче могут быть выявлены закономерности, характеризовавшие развитие альпийского орогена в целом и прежде всего южных горных окраин СССР.

Особенность палеогеографического изучения горных стран типа Кавказа по сравнению с равнинами состоит в необходимости учитывать дифференциацию ландшафтов на вертикальные пояса в прошлом и настоящем, — это как бы третье измерение, придающее географии высокогорный стереометрический характер. Благодаря многократным и разнообразным по своему характеру исследованиям Кавказа, производившимся в продолжение значительного срока, к данному времени уже накопился обильный фактический материал, позволяющий применить для восстановления ископаемых ландшафтов этой области обе основные группы методов палеогеографического исследования, а именно методы геологические, основанные на изучении соответствующих отложений, и методы географические, выявляющие черты древней природы по особенностям современных ландшафтов.

Кавказ при всей сложности и многообразии своего физико-географического облика представляет собой нечто цельное, а именно узел, в котором сходятся границы ряда главнейших ландшафтных областей Евразии; поэтому, следуя полуторавековой традиции русских ученых, можно рассматривать Кавказский перешеек, в наиболее широком значении этого названия, как единый объект исследования. Предлагаемая работа касается всего перешейка, включая Предкавказье, Большой Кавказ, закавказские плато и Антикавказ.

Что касается хронологических пределов палеогеографического рассмотрения Кавказа, то под «поздним кайнозоем» мы подразумеваем послеолигоценное время, т. е. неоген и четвертичный период. Выбор данного хронологического отрезка оправдан тем, что именно с конца палеогена начинается формирование современного физико-географического облика Земли, и в частности Кавказа, связанное с альпийским циклом тектонических движений.

Обычно в географических работах историю ландшафтов склонны рассматривать в пределах четвертичного периода. В отношении стран, подобных Кавказу, т. е. носящих в своем ландшафте признаки глубокой древности наряду с чертами юности (Гроссгейм, 1936; Малеев, 1941), такой подход представляется нам мало целесообразным, ибо это означало бы закрывать глаза на целый ряд существенных свойств кавказской природы и оставлять их происхождение вне своего внимания.

Ввиду сказанного мы пытаемся осветить палеогеографию перешейка начиная с неогена и кончая четвертичным периодом.

Учитывая односторонний подход к палеогеографическим задачам в существующих геологических работах — подход, если можно так выразиться, палеооксанографический, мы будем, наоборот, делать упор на выяснение прежних физико-географических условий именно суши.

Предлагаемая работа складывается из двух частей. В первой части рассматриваются основные закономерности развития отдельных компонентов природного ландшафта Кавказа на протяжении послеолигоценового времени — тектоническая обстановка, процессы вулканизма, развитие перешейка в плане и профиле, изменения климата, эволюция растительных и животных ценозов, воздействие человека на природу. Вторая часть посвящена палеогеографическим реконструкциям, которые приурочиваются к среднему миоцену, верхнему миоцену, концу плиоцена и к максимальной фазе четвертичного оледенения.

II

Своим большим значением в физико-географической эволюции земной поверхности послеолигоценовый период обязан тектоническим движениям, которые создали и поддерживали режим геократии и орократии, сменившийся в конце палеогена талассократическую эпоху земной истории (Архангельский, 1937; Обручев, 1940).

Кавказ принадлежит к числу стран, палеогеографическая судьба которых непосредственно направлялась тектогенезом. Орогенетические процессы произвели в данной части Тетисского средиземного океана тот переворот, который заложил основы развития современного облика Кавказа, и они же в дальнейшем способствовали ходу палеогеографических событий в определенном направлении.

На границе палеогена и неогена в ряде геосинклинальных участков Земли имела место главная фаза альпийского цикла горообразующих движений, которая с точки зрения пульсационной теории понимается как смена преобладающего растяжения земной коры преобладающим ее сжатием (Обручев, 1940).

Результатом указанной тектонической фазы явилась инверсия геотектонического и геоморфологического режима в кавказской части Тетиса, коренным образом преобразовавшая план распределения суши и воды и характер рельефа (Белоусов, 1940). В дальнейшем, в течение неогена и постплиоцена, фазы сжатия чередовались с фазами растяжения.

Нарушенное залегание осадочных отложений третичного и, частично, четвертичного возраста, с общим уменьшением степени сжатия пликативных структур от более древних к молодым слоям (Варданянц, 1948), указывает на то, что процессы складчатости происходили в течение всего послеолигоценового времени. Выделять отдельные орогенетические фазы, придавая им общепланетное или хотя бы общекавказское.

значение, пока преждевременно ввиду недостаточного совершенства методов геотектонического исследования.

Целесообразнее руководствоваться тем рабочим положением, что весь неоген и четвертичный период являются временем интенсивных тектонических движений; эти движения обуславливали формирование складчатых и разрывных структур, развитие плана и профиля Кавказа, а также вулканические проявления.

III

Несомненно, что горизонтальный план кавказской части Тетиса в продолжение послеолигоценового времени неоднократно перестраивался (Архангельский и Страхов, 1938; Белоусов, 1940; Варданиян, 1948). Об этом можно судить даже на основании одних стратиграфических исследований, дающих довольно одностороннее освещение палеогеографических вопросов.

Если добавить сюда указания, даваемые другими методами (напр. биогеографическими), то получается весьма сложная кривая изменений в расположении морских берегов.

Обычные стратиграфические приемы позволяют достаточно точно восстанавливать картину распределения суши и воды лишь для эпох морских трансгрессий, ибо положение соответствующих береговых линий легко выясняется по распространению трансгрессивных морских отложений. Для реконструкции палеогеографической картины регрессионных эпох вышеуказанный метод мало пригоден, поскольку положение береговых линий соответствующих моментов большей частью скрыто под морскими водами или континентальными отложениями. Между тем, несомненно, что современное распределение суши и воды не представляет собою высшего достижения геократической тенденции и что в прошлом бывали моменты, когда превосходство суши над водою было более резким, чем в нашу эпоху.

Для решения ряда существенных палеогеографических вопросов знание таких фаз имеет большее значение, чем фаз трансгрессий, поэтому геократические эпохи позднекайнозойской эволюции Земли заслуживают самого тщательного изучения.

Совокупность палеогеографических схем, составленных по стратиграфическому методу для разных моментов постеолигоценового времени, может создать впечатление неуклопного общего усыхания кавказской части Тетиса с наличием усложняющих данный процесс колебаний берегов.

Остров Большого Кавказа и Антикавказский полуостров, возникшие в конце палеогена, к верхнесарматскому времени соединяются перешейком в области Дзирульского массива, и бывший Закавказский пролив тем самым разделяется на два залива. Позже (в конце плиоцена) то же самое происходит и с Предкавказским проливом. На фоне этого основного процесса различаются трансгрессионные и регрессионные фазы, которые вызывают периодическое восстановление проливов или изменения очертаний заливов.

В действительности события протекали значительно сложнее, что видно из фактов географического распределения современной и древней флоры и фауны. Большой Кавказ соединялся, повидимому, с одной стороны с Копет-дагом (без посредства Гирканид) и с другой стороны с Крымом. По этим «мостам» в пределы Кавказа проникли представители

органического мира Ангарида — листопадная «тургайская» флора, флора степей и «гиппарионовая фауна», состоявшая из травоядных животных. Остатком указанного «моста» следует считать выпуклый перегиб дна Каспийского моря между южной и средней глубоководными его частями. Биogeографическому методу принадлежит видная роль в реконструкции тех палеогеографических состояний, для которых стратиграфия морских отложений оказывается беспильной.

При выяснении горизонтального плана материков геологического прошлого палеогеограф должен всегда помнить об этой слабости стратиграфических приемов исследования и привлекать другие методы.

IV

Не менее важным фактором эволюции ландшафтов в позднем кайнозое является второе следствие тектогенеза — развитие горного рельефа.

Гипсометрическая эволюция горных систем как наиболее существенное с точки зрения палеогеографа звено геоморфологического их развития вообще требует четкого к себе отношения со стороны исследователей. От того или иного решения проблемы гипсометрического развития гор в значительной мере зависит все понимание истории ландшафтов горных стран. Поэтому палеогипсометрические вопросы должны решаться, по возможности, более надежными методами, комплексно, а не односторонне, как это делается в некоторых случаях.

Необходимо постоянно иметь в виду то обстоятельство, что в ландшафте все составные компоненты тесно между собою связаны, вследствие чего нельзя рассматривать, например, историю рельефа без учета ее климатических следствий, историю флоры вне связи с историей фауны и т. д. Выдвигавшиеся в научной литературе положения о гипсометрической эволюции тектонических гор могут быть сведены к двум основным. Некоторые исследователи полагают, что высота горных цепей возрастала неуклонно и, быть может, скачкообразно в течение всей горообразовательной эры, охватывающей верхнетретичное и четвертичное время.

Противоположной крайностью являются представления других авторов (у нас, например, Варданянца, 1948), согласно которым за вышеуказанное время горные сооружения могли сноситься депудацией и превращаться в пенеплен. Наша точка зрения на гипсометрическое развитие горных хребтов, и в том числе горных систем Кавказского перешейка, основанная на учете совокупности геологических, геоморфологических и биогеографических аргументов, заключается в том, что рост гор в высоту должен был происходить наиболее интенсивно в начальных фазах их геоморфологического развития, а позже он замедлился или же вовсе прекратился.

Достижение горами большой высоты уже вскоре после главной фазы альпийского горообразовательного цикла и, следовательно, значительная длительность непрерывного существования горных условий на Кавказе доказывается своеобразными чертами органического мира имеющих здесь горных систем, особенно Большого Кавказа, а также Гирканид. Это своеобразие определяется наличием эндемичных видов и даже родов растений и животных, ограниченных в их географическом распространении пределами одной горной системы. Для формирования этих индивидуальных особенностей горных систем должно было потребоваться значительное время.

Действительно, анализ состава высокогорных флор и фаун показывает наличие эндемичных элементов весьма древнего возраста, своими корнями уходящих в флору и фауну тропического ландшафта, занимавшего умеренную зону до вторжения представителей органического мира более холодных зон. Интересно при этом то, что такие элементы тропического происхождения имеются не только в нижних поясах гор, в субтропических и умеренных условиях, но также и в верхних поясах, до альпийского включительно. Примером таких растений могут служить «альпийские розы» — высокогорные представители рода *Rhododendron*, представленные в ряде горных систем Евразии, и в том числе в Большом Кавказе, эндемичными видами. Заросли кавказского и других альпийских рододендронов являются остатками того кустарникового пояса, в который сверху переходили вечнозеленые леса во время господства «полтавской» тропической флоры, т. е. до верхней миоцены. Таким образом, следует полагать, что еще в среднем миоцене Большой Кавказ имел высоту, достаточную для образования альпийского пояса, т. е. не менее 3—4 километров над уровнем моря. В дальнейшем высота гор могла увеличиться лишь на сравнительно небольшую величину.

Основываясь на теории изостазиса, можно предположить, что первоначальное быстрое повышение гор было связано с изостатическим выравниванием вслед за главной фазой альпийского орогенеза и что после этого высота гор поддерживалась в известных пределах сочетанием изостатического и денудационного факторов, а также повторными орогеническими фазами.

V

В развитии ландшафтов внутренней части Антикавказа видная роль принадлежит вулканизму. Не будь позднекайнозойского вулканизма, пространство, охватываемое изгибом Малого Кавказа, имело бы характер, совершенно не похожий на нынешний. Вулканические процессы, создавшие высоко приподнятое закавказское нагорье, тем самым определили весь физико-географический облик этой области, характеризующийся сочетанием нагорных степей с альпийскими лугами и группировками горных ксерофитов на каменистом субстрате. Вулканические проявления протекали в причинной зависимости от тектонических процессов, причем они имели место как в миоцене и плиоцене, так и в четвертичном периоде.

В продолжение послеолигоценового времени несколько раз возобновлялась деятельность закавказских вулканов, выражавшаяся в мощных выбросах рыхлого материала, образовавшего туфовые толщи, в обильных излияниях основных лав, разлившихся в виде обширных плато и потоков, и в нагромождении конусов и куполов более кислых лав.

В результате всего этого общая высота закавказского нагорья значительно увеличилась и в ряде случаев превзошла высоту окаймляющих это нагорье хребтов Малого Кавказа.

Вулканизм задержал эрозию внутренней части Антикавказа, вследствие чего и возникла основная геоморфологическая черта этой области, резко отличающая ее от невулканических районов Антикавказа, именно незначительная густота эрозионного расчленения.

Важным физико-географическим следствием вулканизма явилось значительное изменение системы дренажа внутренней части Антикавказа, осуществившееся еще в неогене. До создания закавказского нагорья.

как показывает характер ихтиофауны истоков Куры, Аракса, Ванского озера и т. д. (Берг, 1932—1933), существовала речная система, связывавшая воды Антикавказа и Малой Азии. В результате вулканических накоплений и увеличения общей высоты внутренней части Антикавказа система дренажа изменилась, возник сток из этой области через пониженные участки Малого Кавказа в сторону закавказских низин. Уделья рр. Куры (Боржомское), Храми и Аракса образовались, вероятно, из долины перетекания, в связи с вышеотмеченным изменением дренажа.

Менее существенной была ландшафтообразующая роль вулканизма Большого Кавказа, где дело ограничилось его локальными проявлениями (Эльбрус, Казбек, Кельское плато и пр.).

VI

Климатический режим Кавказского перешейка претерпел за описываемое время ряд существенных преобразований, которые зависели как от более общих факторов, действовавших в масштабе всего земного шара или, во всяком случае, обширных пространств Евразии, так и от местных физико-географических изменений и в первую очередь от развития Кавказа в плане и профиле.

Сущность климатических изменений послеолigoценового времени для умеренной полосы Евразии понимается обычно в смысле общего похолодания и прогрессивного усиления континентальности климата, что является из палеоботанических находок в различных горизонтах позднекайнозойских осадочных формаций. Кавказ, разумеется, не мог явиться исключением, он должен был разделить климатические невзгоды, постигшие Евразию в неогене и четвертичном периоде. И действительно, из тех же палеоботанических, а также палеозоологических фактов можно видеть, что за указанное время Кавказ из тропической зоны попал в умеренную (в связи с перемещением к югу границы этих зон) и значительные его части отошли к аридным областям, развившимся в Евразии в связи с перераспределением суши и воды.

В четвертичное время климатические причины, вызвавшие во всем мире увеличение ледниковых покровов, коснулись в числе прочих стран и Кавказа. Однако соответствие между климатической судьбой Кавказа и ходом климатических изменений на земном шаре не было полным. Преломляясь через сложные орографические условия Кавказа, климатические изменения различно проявлялись в разных его частях. Например, не подлежит сомнению древность существования Колхидского и Гирканского гумидных климатических районов, сохранивших в значительной мере океанические черты на фоне аридизации остальных частей Кавказа.

Здесь не место для общих рассуждений о причинах послеолigoценовых климатических смен, но нам кажется, что основной процесс «континентализации» и охлаждения климата был обусловлен физико-географическими следствиями альпийского орогенеза, именно сменой талассократии геократией и развитием высокогорий. Астрономические и космические факторы могли вызывать лишь относительно малые по своей амплитуде циклические колебания климата.

Конкретный ход климатической эволюции Кавказа, поскольку он может быть сейчас установлен, рисуется в следующем виде. До верхнего миоцена господствовал климат влажный тропический, довольно равно-

мерный. В сарматском веке энергичное горообразование и осушение значительных участков моря вызывает резкое изменение климата в сторону похолодания и пессушения.

В низинах Северного Кавказа и восточного Закавказья, как показывают палеонтологические данные, возникают области с довольно аридным климатом. С этого же времени ведут свое начало влажные убежища субтропической флоры и фауны в Колхиде и Гиркании. На гребне Большого Кавказа в это время могли образоваться первые, еще небольшие ледники. В конце миоцена и в плиоцене, на фоне продолжающегося общего похолодания и «континентализации», имели место довольно значительные колебания.

Проблема древних оледенений Кавказа продолжает оставаться слабо разработанной. Некоторые исследователи (Варданянц, Рейнгарт и др.) уверенно применяют к истории ледникового покрова Кавказа полигляциалистическую концепцию, выделяя здесь ледниковые эпохи, синхронизуемые четвертичным оледенением Альп. Однако полигляциализм пока не обрел достаточной фактической (в особенности стратиграфической) базы для Кавказа, и поэтому возможность переноса альпийской схемы вызывает у многих справедливые сомнения. В толковании проблемы древних оледенений Кавказа нам представляются наиболее правильными следующие рабочие положения. В настоящее время можно считать установленным факт наличия следов древнего оледенения, превосходившего по своей мощности современное, и географическое распространение указанных следов, охватывающее стержневую полосу Большого Кавказа, с наиболее значительными из боковых цепей, и высочайшие хребты и возвышенности Антикавказа.

Что касается хронологии ледниковых явлений, повторяемости ледниковых эпох и их относительной мощности, — для решения этих вопросов еще не хватает фактов. Несомненно, что в прошлом ледниковый покров Кавказа испытывал колебания в значительных пределах, — на это намекают моренные наносы и элементы горно-гляциальной морфологии. Другой вопрос, как эти изменения размещались во времени, чем они обуславливались и соответствовали ли они колебаниям ледников других (горных и равнинных) областей.

Необходимо путем планомерных исследований при участии специалистов ряда естественно-исторических наук создать стратиграфическую основу для реконструкции ледниковых покровов прошлого. Окончательное суждение по данным вопросам будет зависеть от общего решения палеогляциологических проблем в масштабе Земли.

VII

В развитии органического компонента ландшафтов Кавказа, как и Земли в целом, в течение кайнозойского этапа основным фактором является не биологическая эволюция организмов, а их географическое перераспределение (Вульф, 1944; Криштофович, 1946). Растения и животные эволюционировали за это время незначительно, но зато их географическое распространение и группировка в формации претерпели, в связи с изменениями физико-географической обстановки, коренную перестройку.

Основные направления, в которых шло географическое перераспределение организмов, могут быть охарактеризованы следующим образом.

Прежде всего, похолодание обусловило уменьшение ширины тропической зоны, сопровождавшееся приближением границы умеренной и тропической зон к экватору в обоих полушариях. Теплолюбивые растения и животные, населявшие до сдвига границы зон современную умеренную зону, были вытеснены более холодоустойчивыми флорой и фауной, развивавшимися до этого в более высоких широтах. Вечнозеленый лес с пальмами, лавровыми, магнолиевыми и другими тропическими типами растений уступил свое место лесу, состоящему из деревьев с опадающей листвой; тропическую фауну сменили животные умеренной зоны.

Второй биогеографический результат климатических изменений позднего кайнозоя заключался в расширении ареалов ксерофильных организмов, в разрастании площади саванн, степей, полупустынь и пустынь с их характерными, специализированными фаунами. Если в палеогене аридные области занимали ограниченные пространства в центре нынешней Азии и на севере Африки, то в неогене их границы раздвигаются далеко шире, захватывая обширные площади всех материков Старого Света.

Третье следствие альпийского горообразовательного цикла — это формирование горных ландшафтов и широкое расселение специализированных к обитанию в горах организмов — ореофилов. Наличие высоких горных цепей ускорило вторжение умеренно термофильных растений и животных в пределы бывшей тропической зоны и способствовало усложнению физико-географической картины Земли развитием вертикальных ландшафтных поясов. Кавказ как одна из горных систем умеренной зоны, тесно связанная в своей эволюции с историей альпийского орогена в целом, пережил все вышеотмеченные изменения, причем горный рельеф его являлся своего рода призмой, преломляясь сквозь которую, процессы общего развития ландшафтов Евразии обретали здесь своеобразные, специфичные для Кавказа, формы своего проявления.

В развитии ландшафтов Кавказа могут быть выделены этапы: предмиоценовый, предсарматский, миоценовый, предледниковый, ледниковый и послеледниковый. До начала интенсивного горообразования в кавказской части Тетиса находились архипелаги островов, покрытых влажным тропическим лесом. Горообразование уже в начале миоцена резко изменило соотношение суши и воды и характер рельефа, но основа ландшафта продолжала быть тропической.

Сарматский век отмечен существенным преобразованием ландшафта Кавказа, а именно вторжением в его пределы представителей умеренно-термофильных флоры и фауны, а также возникновением аридных областей. Предледниковый этап представляет собою дальнейшее обогащение Кавказа северными и высокогорными элементами, но лишь в ледниковую эпоху возникает возможность массового вселения и расселения последних по Кавказу.

Вертикальные ландшафтные пояса существуют здесь еще со времен среднего миоцена, причем система поясовости подвергалась неоднократному изменению на фоне изменений горизонтальных зон. Вначале вертикальные пояса развивались на основе тропической флоры и фауны, черпая из них материал для построения своего органического мира. Тропические растения и животные, поднимаясь вместе со своим субстратом в верхние гипсометрические пояса, приспосабливались к их прохладному климату, а также к расчлененному горному рельефу.

Начиная с сарматского времени, похолодание и континентализация климата ведут к вытеснению тропических форм с территории Кавказа;

место их занимают листопадные древесные виды и представители умеренной фауны. Соответственно меняется характер верхних ландшафтных поясов. Позже, в среднем плиоцене, на Кавказ приходят элементы хвойной тайги, которые также вносят существенные изменения в систему вертикальных поясов.

Таким образом, в продолжение послеолигоценового времени на склонах кавказских гор смешилось несколько систем вертикальной зональности. Анализ современных флоры и фауны выявляет наличие разновозрастных элементов, унаследованных ими от древних ландшафтных типов, причем подобные элементы присутствуют во всех поясах до субэкваториального включительно.

Развитие горизонтальных ландшафтных зон несомненно должно было носить колебательный характер со значительными отклонениями зональных границ в одну и другую сторону. В частности и на Кавказе такие колебания должны были неоднократно происходить в течение послеолигоценового времени, в связи с изменениями плана распределения суши и воды.

Однако на протяжении значительных отрезков геологического времени ряд ландшафтных округов Кавказа довольно стойко сохранял свои индивидуальные климатические и биогеографические черты.

В последующее время эти очаги всегда сохраняли свою климатическую обособленность и особые черты своего ландшафта по сравнению с прилегающими областями. Причину такой устойчивости следует видеть в господствующем значении орографических условий, общий характер которых за указанное время оставался неизменным. Но стойкость эту надо понимать только в относительном смысле и преимущественно в отношении условий увлажнения, ибо термические условия Кавказа должны были за послеолигоценовое время значительно изменяться под внешними климатическими воздействиями (усилениями и ослаблениями океаничности климата, переменами в направлении и интенсивности морских и воздушных течений и т. д.).

VIII

Попытаемся теперь на основании вышеизложенных закономерностей и путем привлечения конкретного стратиграфического и географического материала восстановить ландшафт Кавказа для нескольких моментов позднекайнозойского этапа его истории.

Распределение воды и суши во время чокракской трансгрессии выглядит на палеогеографических схемах стратиграфов следующим образом (рис. 1). Продолговатый остров Большого Кавказа делил кавказскую часть средиземного Чокракского моря на две узкие части — Предкавказский и Закавказский проливы. Названное море ограничивалось с севера восточноевропейской сушей, а с юга — округлым полуостровом Антикавказским. Периодически возникавший перешеек связывал Антикавказ в районе Дзиркульского массива с Большим Кавказом, разделяя Закавказский пролив на два залива. Восточнее Антикавказа находился дугообразно изогнутый остров Гирканский.

Рельеф Кавказа в то время уже напоминал, в общем, современный, но отличался от него рядом существенных черт. Горные системы Большого и Малого Кавказа и Гирканид по своей абсолютной высоте мало уступали нынешним, но должны были обладать менее густым эрозионным расчленением, сохраняя значительные участки первоначальной

плоской поверхности. Внутри дугообразного изгиба складчатой системы Малого Кавказа, на месте нынешнего Закавказского нагорья, находилось низменное пространство, дренируемое системой Палеоевфрата и гидрографически связанное с Малой Азией. Теплый и влажный климат позволял субтропическому ландшафту удерживаться в пределах Кавказа. Вечнозеленые леса одевали склоны гор, переходя кверху, подобно растительности современных тропических Анд, гор Новой Зеландии и некоторых других гор жаркой зоны, в альпийский пояс с господством вечнозеленых кустарников.

Таким образом, растительный мир Кавказа уже в то время подчинялся системе вертикальной поясности, развившейся на основе тропической флоры, путем ее видоизменения в процессе поднятия гор. Вечнозеленые леса населены были, как показывает чокракская фауна у станции Беломечетской (Северный Кавказ), типичной лесной фауной, которая состояла из неуклюжих листопадных животных и должна была изобиловать насекомыми тропических семейств и родов.

Скудость палеонтологических документов, обнаруженных до настоящего времени в чокракских отложениях Кавказа и прилегающих к нему стран, не позволяет выяснить влияние горизонтальной дифференциации климата, несомненно имевшей место в чокракском веке, на другие компоненты ландшафта.

IX

Следующую палеогеографическую реконструкцию мы приурочиваем к верхнему миоцену, а именно к концу сарматского века (рис. 2), когда с полной силой выявились физико-географические следствия тектонических событий этого бурного периода земной истории. Энергичные процессы горообразования, изменившие соотношение суши и воды в сторону усиления геократии и увеличившие высоту горных сооружений, коренным образом преобразовали ландшафт Кавказа. В эпоху верхнесарматской трансгрессии, в результате окончательного соединения Большого Кавказа с Антикавказом в районе Дзирульского массива и внутренней Карталинии, Кавказ превратился в полуостров Малой Азии. Глубоко вдававшиеся Колхидский и Албанский заливы делали форму полуострова весьма изрезанной. На севере продолжал существовать Предкавказский пролив.

Соединение Большого Кавказа с Крымом и Копет-дагом, имевшее место в начале или середине сарматского века при максимальной регрессии, к верхнесарматскому времени уже нарушилось в связи с погружением соединительных «мостов» под уровень Сарматского моря. Горные системы Кавказа достигли, в результате сарматских поднятий, большой абсолютной высоты, что повлекло за собой усиление эрозии, увеличение глубины и густоты долинной сети, накопление мощных толщ галечных отложений вдоль подножия гор в Предкавказской и Закавказской низинах. В результате интенсивных проявлений вулканизма, во внутренней части Антикавказа началось формирование Закавказского нагорья.

Вышеуказанные изменения, внесенные в горизонтальный план и рельеф Кавказа тектоническими движениями сарматского времени, должны были, несомненно, отразиться на климатическом режиме. Характер флоры и фауны, восстанавливаемый на основании палеонтологических находок в сарматских отложениях, свидетельствует об изменении климата в сторону похолодания, усиления континентальности и дифферен-

циации. Это изменение было связано отчасти с местными, частью же с более общими причинами, действовавшими в масштабе обширных географических пространств, ибо аналогичное явление имеет одновременно место также и на восточно-европейской равнине.

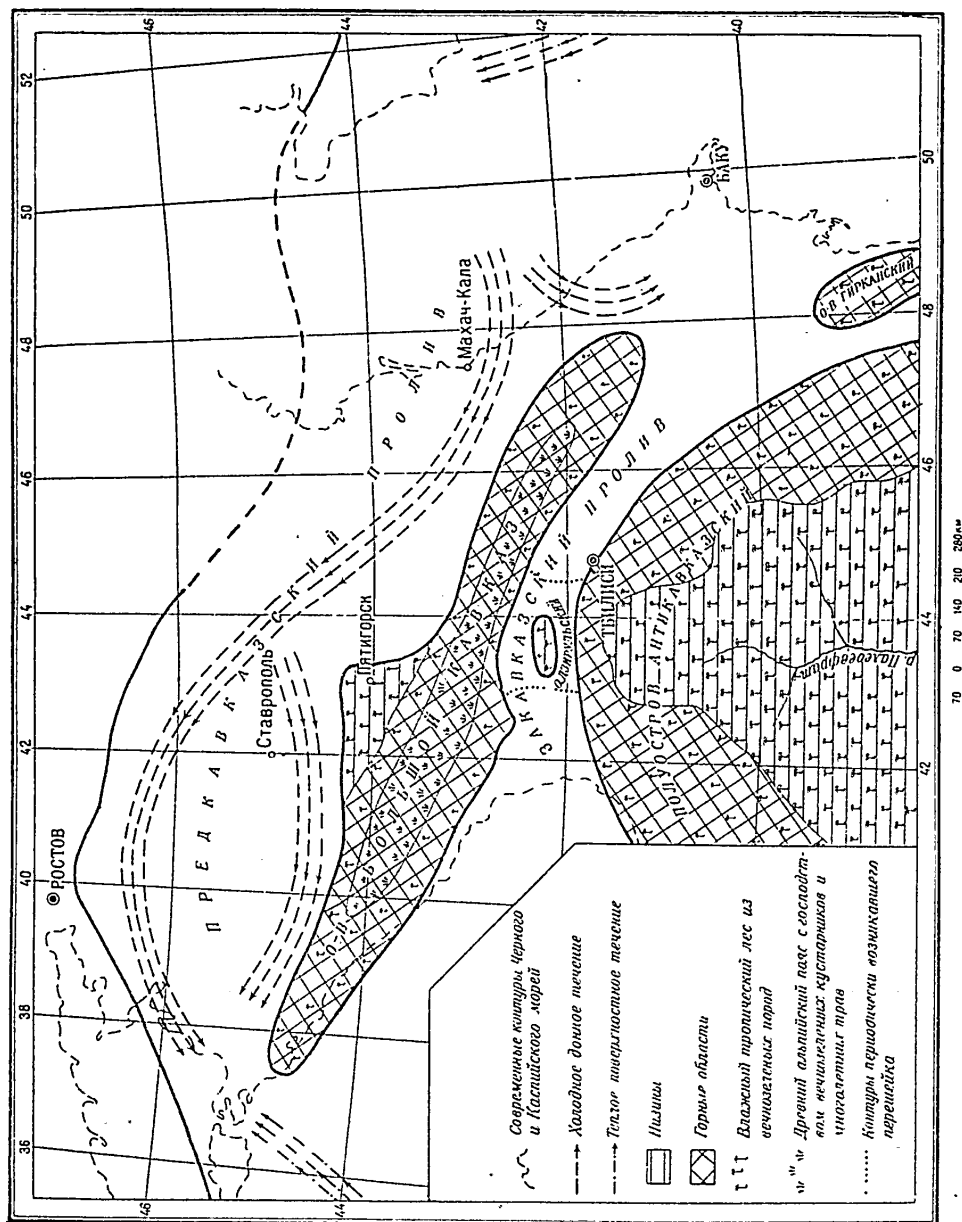


Рис. 1. Кавказский перешеек в чокракском веке.

Можно полагать, что похолодание было вызвано общим преобразованием климата, именно изменением атмосферной циркуляции; а увеличение сухости и дифференциация климатического режима Кавказа — геоморфологическим развитием кавказской части альпийского орогена..

Океанические черты климата удержались в Колхиде и Гирканике, возникли аридные области в низинах Предкавказья и восточного Закавказья, а также во внутреннем Дагестане и в области Закавказского нагорья.

Таким образом, климат Кавказа в конце сарматского века носил характер менее теплый, менее влажный и более разнообразный, чем в чокракском веке.

Сарматские флоры известны в ископаемом состоянии из нескольких пунктов Кавказа (р. Крыпка, восточная Грузия и пр.) (Криштофович, 1931; Палибин, 1936). То же самое касается фауны, остатки которой найдены как на Северном Кавказе (с. Петровское), так и в восточном Закавказье (Эльдар, Гареджа) (Борисяк, 1943).

В отличие от чокракского века, органический мир Кавказа в сарматском веке уже изобилует умеренно термофильными элементами, вторжение которых было облегчено временными «мостами», связывавшими Большой Кавказ с Крымом и Копет-дагом, а также наличием основного «горного тракта» из Центральной Азии в Европу. Наличие остатков «гиппарионовой фауны», состоявшей из травоядных степных животных, наряду с палеоботаническими свидетельствами показывает, что в низменных частях Предкавказья и восточного Закавказья развит был ландшафт саванн.

Леса относительно аридных низинных районов представляли смесь вечнозеленых и листопадных древесных пород, между тем как на западе благодаря сохранявшемуся теплоту, влажному и равномерному климату попрежнему господствовала «полтавская» флора.

Животный мир Кавказа в верхнесарматское время, насколько о нем можно судить по палеофаунистическим находкам, состоял из гиппарионов, жирафа, антилоп, носорогов, обзьян, страусов, крокодилов.

Можно полагать, что в горных районах в то время уже жили представители холодовыносливой ангарской фауны, проникшие сюда из Средней Азии и Европы по горным «мостам», но отсутствие благоприятных условий fossilization животных остатков, вообще свойственное горным областям, препятствовало сохранению соответствующих палеонтологических документов.

Система вертикальных поясов на склонах гор, в особенности Большого Кавказа, должна была в сарматском веке претерпеть существенное изменение в связи с увеличившейся абсолютной высотой гор, климатическими переменами и вторжением организмов умеренно термофильного типа.

Сейчас еще трудно судить о характере вертикальной зональности в сарматский век, но можно предположить, что отличия системы ландшафтных поясов рассматриваемого времени от чокракского состояли в наличии двух новых поясов — пояса листопадных лесов и ледникового, причем последний мог занимать ограниченную площадь в стержневой полосе Большого Кавказа.

X

За плиоценовое время ландшафт Кавказа пережил ряд превращений связанных, главным образом, с последствиями тектогенеза, а также, быть может, с внеземными причинами. Данную палеогеографическую реконструкцию мы связываем с самым концом третичного периода —

апшеронским веком (рис. 3), когда Кавказ в результате исчезновения Предкавказского пролива сделался перешейком.¹

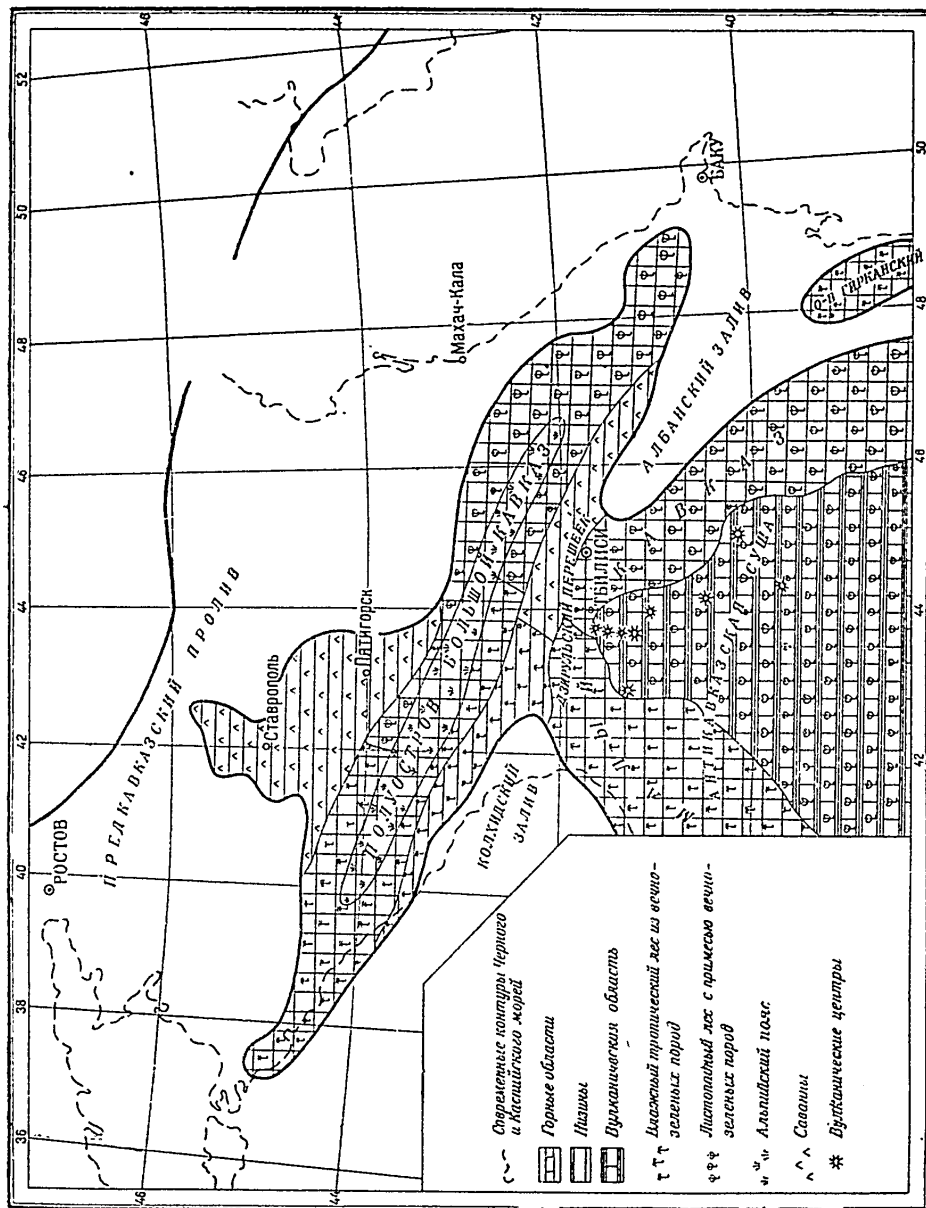


Рис. 2. Кавказский перешеек в сарматском веке.

В области Каспия находился изолированный от Океана солоноватоводный Апшеронский бассейн, по размерам превышавший современное Каспийское море и, в частности, вдававшийся в кавказскую сушу в виде

¹ Превращение Кавказа в перешеек могло иметь место и раньше, в промежутках между трансгрессиями, что обычными стратиграфическими методами установить трудно.

2 Географический сборник, I

Терского и Албанского заливов. На западе располагался такой же замкнутый солоноватоводный Гурийский бассейн, контуры которого почти целиком помещались внутри современной береговой линии Черного моря.

Рельеф уже носил характер, весьма близкий к современному, отличаясь лишь второстепенными элементами. Как горные системы Большого и Малого Кавказа и Гирканид, так и низины Предкавказья и Закавказья в общих чертах были уже оформлены. Наибольшие отличия от современных геоморфологических условий свойственны были Закавказскому нагорью, многие мезорельефные черты которого создались в результате четвертичного вулканизма. Еще не существовала, повидимому, алазанско-агрычайская депрессия в восточном Закавказье, в связи с чем так называемое «третичное плоскогорье» составляло предгорную часть южного склона Большого Кавказа.

Климатические условия Кавказа в апшеронском веке носили, судя по палеоботаническим свидетельствам, характер менее теплый, более континентальный и дифференцированный, чем в верхнем миоцене (см. выше), но были все же немного мягче, чем современный климат перешейка.

Обширность водного зеркала Апшеронского бассейна должна была придавать климату низины восточного Предкавказья и восточного Закавказья более влажный характер по сравнению с нынешними полупустышными условиями их. В то время все ландшафтные типы, свойственные Кавказу в нашу эпоху, исключая только крайне аридные типы (полупустыни, сухие степи), были уже представлены и располагались приблизительно в своих нынешних ареалах. К концу третичного периода тропическая и субтропическая растительность, за исключением отдельных реликтовых представителей, была полностью вытеснена с Кавказа.

Ископаемая флора чаудинских слоев Гурии, изученная Е. Н. Карамурзой (1941), показывает состав колхидских лесов, мало чем отличающийся от современного. Области распространения мезофильных лесов, ныне сосредоточенных в Колхиде и Гирканике, в конце миоцена занимали более обширные площади, захватывая такие части Закавказья и Северного Кавказа, которые в четвертичном периоде были отвоеваны у лесов колхидского и гирканского типов гемиксерофильными типами растительности.

Система вертикальных поясов почти не отличалась от современной, если не говорить о нижних поясах аридных областей. Наряду с листопадными лесами, в горах уже был представлен пояс темнохвойных лесов. В альпийском поясе Большого Кавказа и Антикавказа шире, чем в наше время, распространен был древний, мезофильный тип высокогорной растительности. Ледниковый покров занимал в Большом Кавказе значительную площадь, но еще остается неизвестным — достигало ли плиоценовое оледенение размеров, превышающих современные, и представлено ли было оно в Антикавказе или нет.

Мнение некоторых исследователей о весьма мощных оледенениях апшеронского века (Рейнгард, 1936) является необоснованным и маловероятным.

Фаунистические остатки конца миоцена найдены в травертинах горы Машук на Северном Кавказе, у г. Леппинакана в Армении, в Цалке (Грузия) и т. д. (Вережанин, 1945; Иванова, 1946). Они свидетельствуют о том, что третичная фауна с ее гиппарионами, жирафами, обезьянами и крокодилами к рассматриваемому геологическому времени в значи-

тельной степени вымерла и уступила место фаунистическому комплексу другого типа, состоявшему из слонов различных видов (*Elephas planifrons*, *El. meridionalis*, *El. armeniacus*, *El. antiquus*), степеновой лошади

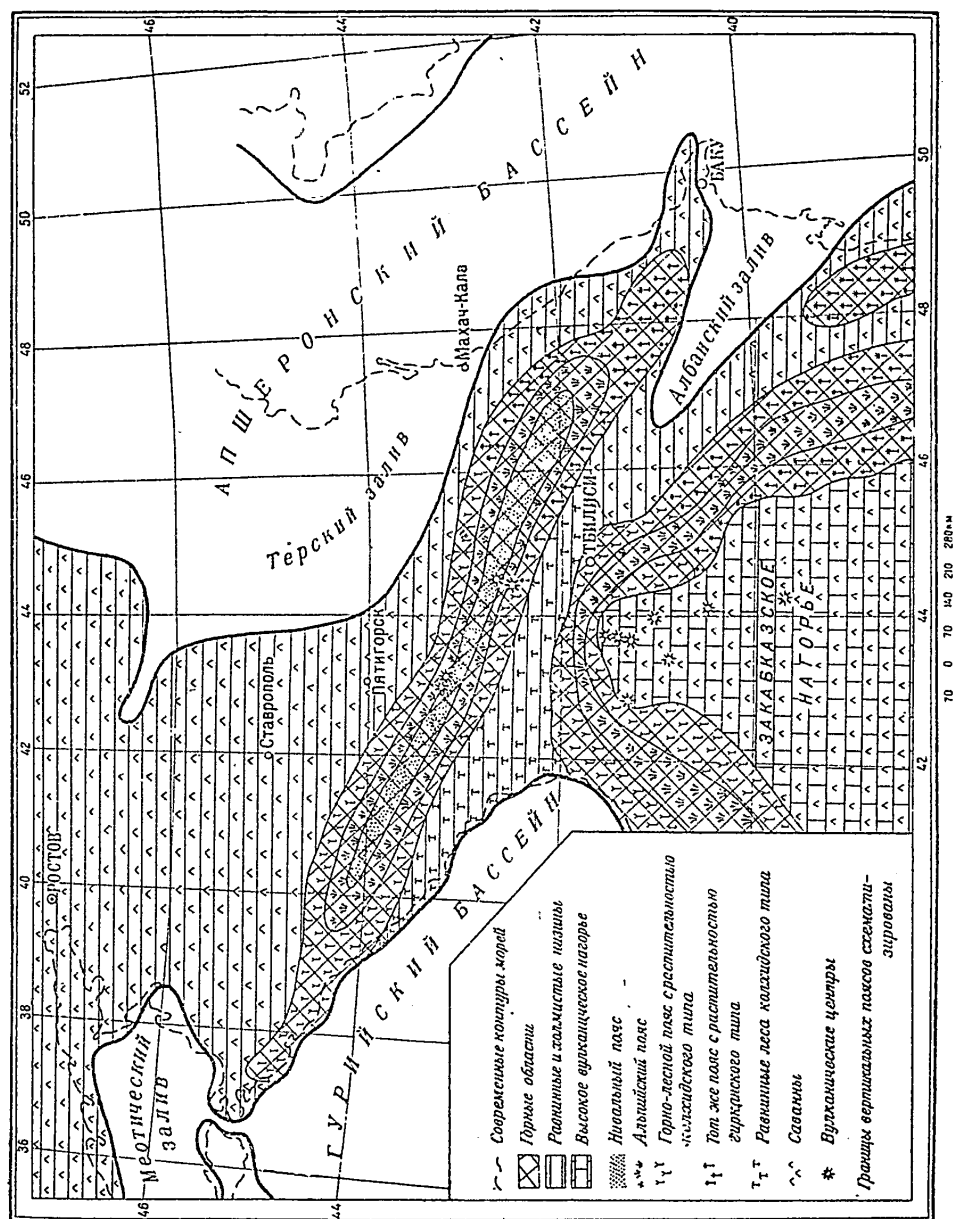


Рис. 3. Кавказский перешеек в апшеронском веке.

(*Equas stenonis*), мастодонта, махайродуса, носорогов, а также ряда представителей современной фауны, например благородного оленя, туров, розового пеликана, фламинго и др. Это изменение в животном мире Кавказа отчасти обуславливалось общим процессом эволюции и расселения евразийской фауны, частью же связано было с физико-географическими

изменениями и процессом формообразования, протекавшими в пределах самого Кавказа.

XI

Весьма значительный интерес представляет попытка реконструкции физико-географических условий Кавказа еще одной геологической эпохи — максимальной фазы развития ледников, имевшей место, по видимому, около середины четвертичного периода (рис. 4). Исходя из гипотезы одновременности наибольшего распространения древнего ледникового покрова на всей территории Кавказа, в других горных областях Евразии и на восточноевропейской равнине (гипотезы, требующей обоснования), можно набросать следующую палеогеографическую картину Кавказского перешейка для ледниковой эпохи.

Перемещение берегов Черного и, особенно, Каспийского морей достигло в четвертичном периоде значительной амплитуды, и, поскольку вопрос о совпадении максимальной фазы оледенения с регрессией или трансгрессией морей не может считаться окончательно решенным, сейчас трудно уверенно говорить о распределении суши и моря в рассматриваемый период. При трансгрессиях наиболее пониженные части восточно-предкавказской и восточнозакавказской равнин заливались водами Каспия, а при регрессиях моря имели размеры, уступавшие нынешним.

Рельеф Кавказа в ледниковую эпоху уже мало чем отличался от современного. В орографическом строении перешейка недоставало некоторых элементов, например лавовых плато и вулканических конусов наиболее молодой генерации в области Закавказского нагорья и в вулканических районах Большого Кавказа. Были и другие геоморфологические отличия, не существенные с точки зрения их значения в общем комплексе природных условий.

Основное отличие ледниковой эпохи от современной заключается, естественно, в климатических ее особенностях и, в частности, в тех условиях температурного режима и увлажнения, которые благоприятствовали обширному распространению вечных снегов и льдов.

Однако сущность этих особенностей климата ледниковой эпохи еще не установлена — не известно, была ли причиной оледенения пониженная температура, повышенная влажность или же то и другое вместе.

Нам кажется наиболее приемлемым взгляд на ледниковую эпоху как на холодный отрезок земной истории, во время которого низкая по сравнению с нынешней температура обуславливала сниженное положение ландшафтных поясов в горах и сдвигнутость к югу горизонтальных зон. Благодаря такому сдвигу зон и поясов организмы имели возможность широко расселяться, причем установились связи между различными горными системами, а также между верхними поясами гор и северными ландшафтными зонами и имело место сильное смешение элементов различных ландшафтов.

Снеговая граница на Кавказе в максимальную фазу развития ледников лежала более чем на 1000 м ниже современной. Ледниковый покров занимал громадную площадь в Большом Кавказе между меридианами Туапсе и Шемахи и покрывал гребни наиболее высоких хребтов Антикавказья.

К настоящему времени географическое распространение следов древнего оледенения на Кавказе более или менее удовлетворительно выяс-

нено Маруашвили, 1938), чего нельзя сказать про размещение минувших оледенений во времени, ибо вопросы многократности ледниковых эпох

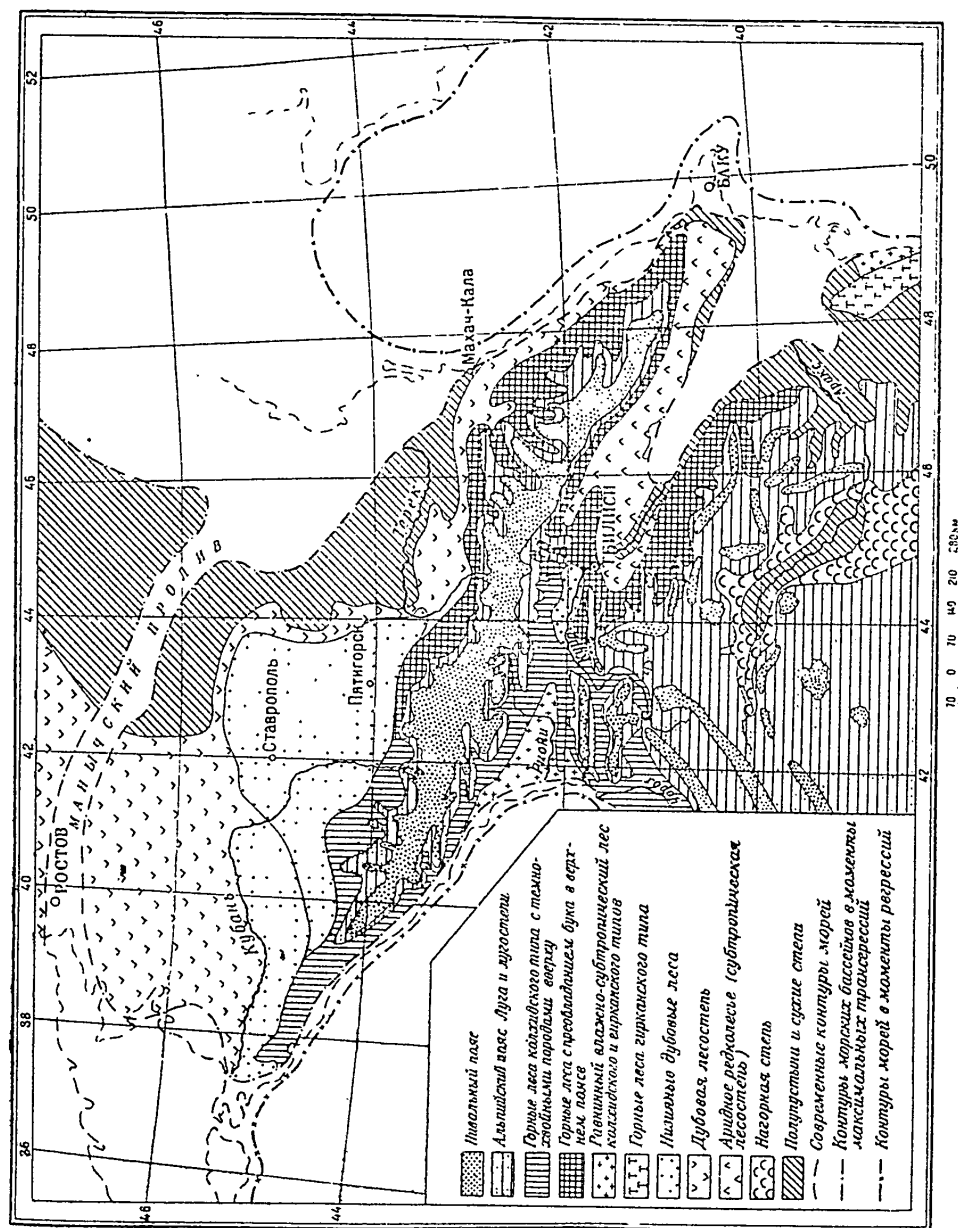


Рис. 4. Кавказский перешеек в максимальную фазу четвертичного оледенения.

и точной геологической хронологизации максимальной фазы оледенения для Кавказа мало разработаны.

Климатические условия, вызвавшие снижение снеговой границы, должны были отразиться также и на положении других ландшафтных рубежей. Гипсометрическое положение вертикальных поясов в горах, равно как и система горизонтальных зон в низинах, в ледниковую эпоху

могли существенно отличаться от нынешнего состояния, но, к сожалению, скудость выявленных стратиграфических фактов пока не позволяет с достаточной уверенностью говорить о размещении ландшафтов ледникового времени. Исходя из факта сниженности снеговой границы и наличия «ледниковых реликтов», можно высказать следующие предположения.

Известно (Гричук, 1946), что в максимальную фазу развития восточно-европейского покровного оледенения юг Русской равнины имел ландшафт лесостепи со смесью растительных и животных форм степи, тайги и тундры. Западное и центральное Предкавказье, т. е. прикубанская равнина со Ставропольским плато, должны были, в соответствии с их более влажным климатом по сравнению с южнорусскими степями, иметь почти сплошной лесной покров, что подтверждается также наличием ледниковых реликтов (например, по данным Бей-Биенко, 1936, кожистокрылых насекомых, которые проникли из лесов западного Кавказа в пределы Ставропольского плоскогорья).

Низины восточного Предкавказья и восточного Закавказья, являющиеся наиболее континентальными по климатическому режиму частями перешейка, должны были в течение всего четвертичного периода, включая и ледниковую эпоху, носить характер безлесных пространств. Пониженная температура ледниковой эпохи и являющийся ее следствием положительный баланс влаги создавали несколько более благоприятные, чем сейчас, условия для произрастания травянистых растений, поэтому пустынный ландшафт указанных низин в ледниковое время мог приближаться к типу сухих степей.

В межледниковые (или межстадиальные с точки зрения моногляциаллистов) фазы, как свидетельствуют «рисс-вюрмские» ископаемые, флора и фауна Бинагадинского асфальтового кладбища на Апшеронском полуострове Петров, 1939), ландшафт названных низин имел характер полупустыши. Шире, чем в современную эпоху, был распространен в ледниковое время по окраинам, повышенным частям Восточно-Закавказской равнины и на «третьем плоскогорье» субтропический тип лесостепи — так называемое «аридное редколесье» — с господством фисташки *Pistacia mutica* и каркаса *Celtis caucasica* на фоне бородачевой степи. В Колхиде и тогда господствовал лесной ландшафт, но при этом в составе лесной растительности равнины, а также, вероятно, и ее фауны, фигурировали элементы, ныне приуроченные к более высоким поясам горных склонов.

Относительно системы вертикальных поясов ледникового времени высказывалось положение (Малеев, 1941), согласно которому все ландшафтные пояса (альпийский, лесной) на склонах Большого Кавказа и Антикавказа должны были сдвинуться, причем амплитуда снижения верхней границы леса была меньше, чем снижения снеговой границы, и поэтому альпийский пояс гипсометрически сузился. Уменьшение величины депрессии ландшафтных рубежей к низу имело место также и в пределах лесного пояса, который тогда имел вдвое меньшее вертикальное протяжение, чем в современную эпоху.

За доказательства сниженности поясов в ледниковую эпоху выступают факты нахождения высокогорных растительных и животных форм на реликтовых местообитаниях ниже основной зоны их современного распространения, а также в районах, отделенных понижениями от основного ареала (Смирнов, 1923—1924; Бей-Биенко, 1936). Хотя и не все подобные аргументы имеют одинаковую убедительность, но их совокупность отражает, повидимому, действительное положение.

Флора и фауна Кавказа в значительной мере разделили судьбу, постигшую органический мир Европы под влиянием великого оледенения. Значительное число теплолюбивых растительных и животных видов вымирает или суживает свой ареал; вместо них в пределы Кавказа проникают представители холодовыносливой флоры и фауны северных и высокогорных стран. Климатическая обстановка ледниковой эпохи способствовала появлению в пределах перешейка сфагнов, видов березы, росомахи, серны, мамонта (Бурчак-Абрамович, 1947; Смирнов, 1923—1924).

Таким образом, четвертичная история Кавказа повторяет события, разыгравшиеся в умеренной полосе Евразии в связи с колебаниями климата.

XII

Суммируя вкратце вышесказанное, можно следующим образом сформулировать основные положения нашего палеогеографического понимания Кавказа.

1. В течение послеолigoценового времени план Кавказского перешейка подвергался коренным преобразованиям. На фоне основного процесса усыхания Тетиса вырисовываются фазы талассократии и, пока менее четко, геократические фазы, во время которых устанавливались некоторые, ныне отсутствующие, континентальные связи.

2. Среднегорный и высокогорный рельеф в областях Большого и Малого Кавказа и Гирканид существует непрерывно со среднего миоцена в силу стремления к изостазии. Пленепленизация этих горных систем за указанное время не имела места.

3. В результате преломления изменений горизонтальной физико-географической зональности Евразии сквозь призму горного рельефа на склонах кавказских гор за послеолigoценовое время сменилось несколько систем вертикальной поясности ландшафта.

4. При всей изменчивости схемы горизонтальной дифференцировки ландшафта Кавказа под воздействием общих и частных причин все же вырисовываются регионы с относительно устойчивыми индивидуальными отличиями, существующие с сарматского времени (Колхида и Гирканика, внутренний Дагестан и т. д.).

Литература

- Архангельский А. Д. и др. Краткий очерк геологического строения и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937. — Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., 1938. — Бей-Биевко Г. Я. Насекомые. Кожистокрылые. Фауна СССР. Изд. АН СССР, М.—Л., 1936. — Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. II (Верхний мел и третичные). М.—Л., 1940. — Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран, I—II. Изд. 3-е, Л., 1932—1933. — Борисьяк А. А. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих Союза ССР. Изд. АН СССР, Фрунзе, 1943. — Бурчак-Абрамович Н. Я. *Elephas primigenius* Blum из Душетского района. Вестн. Гос. Музея Грузии, т. XIII-A, 1947. — Варданянц Л. А. Постлигоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1948. — Верещагин Н. К. Животный мир. Соби. «Физич. географ. Азербайдж. ССР», Баку, 1945. — Вульф Е. В. Историческая география растений. Изд. АН СССР, М.—Л., 1944. — Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология. 1939. — Герасимов И. П. и Марков К. К. Развитие ландшафтов СССР в ледниковый период. Мат. по ист. флоры и раст. СССР, I, изд. АН СССР, М.—Л., 1941. — Гричук В. И. К истории растительности Евро-

пейской части СССР в четвертичном периоде. Пробл. палеогеогр. четверт. пер., изд. АН СССР, 1946. — Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Изд. АН СССР, 1948. — Гроссгейм А. А. Анализ флоры Кавказа. Баку, 1936. — Гулисашвили В. З. Лесостепь и степи восточного Закавказья и взаимоотношение между древесной и травянистой растительностью в них. Изв. Всесоюз. Географ. общ., 1948, № 2. — Еленевский Р. А. Горные луга Евразии как ландшафтно-географическое явление. «Землеведение», сборн. Московск. общ. испытат. прир., т. I, М., 1940. — Иванова И. К. Материалы к стратиграфии травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. Бюлл. Московск. общ. испытат. прир., отд. геологии, т. XXI (5), 1946. — Ильинский А. П. Растительность земного шара. Изд. АН СССР, 1937. — Кара-Мурза Е. Н. Растительные остатки чаудинских слоев юго-западной Грузии. Флора и систем. высш. раст., т. 5, изд. АН СССР, 1941. — Криштофович А. Н. Сарматская флора с р. Крынки. Тр. Главн. геол.-развед. упр., вып. 98, 1931. — Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. Мат. по ист. флоры и раст. СССР, II, изд. АН СССР, М.—Л., 1946. — Кузнецов Н. И. Принципы деления Кавказа на ботанико-географические провинции. Зап. Акад. Наук, сер. VIII, XXIV, № 1, 1909. — Малеев В. П. Третичные реликты во флоре Западного Кавказа и основные этапы четвертичной истории его флоры и растительности. Мат. по ист. флоры и раст. СССР, I, изд. АН СССР, М.—Л., 1941. — Марков К. К. О значении исторического метода в географии. Изв. Всесоюз. Географ. общ., т. 79, вып. 2, 1947. — Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948. — Маруашвили Л. И. О древнем оледенении Малого Кавказа. Природа, 1938, № 7—8. — Мензбир М. А. Очерк истории фауны Европейской части СССР. М.—Л., 1934. — Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 1. — Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5. — Павлов А. П. История европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека. — Палибин И. В. Этапы развития флоры прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. АН СССР, М.—Л., 1936. — Палибин И. В. Ископаемая флора Годерского перевала. Тр. Ботан. инст. АН СССР, сер. I (Флора и систематика высших растений), вып. 4, 1937. — Петров В. А. Растительные остатки закированного слоя Бпагадов. Изв. Азербайдж. филиала АН СССР, вып. 5, 1939. — Рейнгарт А. Л. Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Беку и А. Пенку и оледенение Кавказа. Мат. по четверт. пер. СССР, 1936. — Серебровский П. В. Очерк третичной истории наземной фауны СССР. Животный мир СССР, изд. АН СССР, 1937. — Смирнов Н. О некоторых млекопитающих западного Закавказья в каменном веке. Естествознание и медицина, Изв. Азербайдж. Гос. ун-та, 1923—1924. — Сьюрд А. Ч. Века и растения. М.—Л., 1936. — Толмачев А. И. Основные пути формирования растительности высокогорных ландшафтов Северного полушария. Ботан. журн., т. XXXIII, 1948, № 2. — Упадзе М. Флора Годерской свиты. Сообщ. АН Грузинск. ССР, VII, № 7, 1946.

1952 . ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК . I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

А. А. ВИРСКИЙ

ХОД РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННОГО РЕЛЬЕФА РАВНИН

1. Устойчивость водоразделов

В основу учения о нормальном цикле эрозии Дэвисом положен закон Джильберта, согласно которому сильнее эродирующие реки отжимают водораздельные линии ближе к слабее эродирующим рекам, что осуществимо только при условии «неустойчивости» водоразделов.

Многолетняя проверка нами закона Джильберта в условиях русской равнины показала неправильность этого закона и наличие устойчивости водоразделов равнины.

Так, непосредственные наблюдения показывают следующее.

а) Чем глубже происходит врез реки, тем на большее расстояние обратная эрозия, как правило, не доходит до места начала непосредственной эрозии.

В таких условиях, конечно, не может быть речи о передвижении водораздельных линий.

б) Эрозия начинает приобретать морфологическое выражение только на некотором расстоянии вниз от водораздельной линии в виде параллельных ложбин. По вершинам этих ложбин (щелей) можно провести линию, которую мы называем линией начала непосредственной эрозии, линия же «затухания» обратной эрозии проходит и в же этой линии.

в) Эрозионный процесс при расщеплении поверхности земли не может создавать наклонных поверхностей какой-либо новой ориентации, кроме ориентации наклона к реке, в которую впадает данная основная река, и к данной основной реке. Без наличия хотя бы грубо намеченных таких наклонов невозможно зарождение гидрографической сети.

Устойчивость водоразделов надо объяснить тем, что каждый водораздел располагается по «стыку» таких двух устойчивых наклонных поверхностей (см. раздел 2), из которых одна является «исходной», повторяющей древний наклон, а другая, закладывающаяся на первой, — «новой».

На Средне-Русской возвышенности такие устойчивые «исходные» поверхности тектонического происхождения и сохранились, повидному, еще с допалеозойского времени.

Обыкновенно в верховьях рек сохраняется еще влияние «исходного» наклона на среднем и нижнем течении.

г) Приводораздельные «останцы» располагаются по водораздельным линиям и характеризуются следующей закономерностью: их высота

понижается от верховьев рек к нижним течениям и от периферии в направлении к руслу рек. Таким образом, они располагаются по «стыкам» названных двух типов наклонных поверхностей. Они несут следы энергичной эрозионной обработки, а так как они в настоящее время выключены из сферы влияния эрозии, идущей со стороны реки, и расположены по водораздельным линиям, то это показывает, что они сформировались на устойчивых приводораздельных полосах водоразделов, которые сложились еще с первых шагов формирования наших речных систем и с того времени не передвигались и, само собой разумеется, не сдвинуты в дальнейшем, даже в случае эпигерогенических движений, связанных с изменением базиса эрозии.

Все приведенные выше факты свидетельствуют о наличии устойчивых наклонных — как следствие этого — устойчивых «стыков» этих наклонных, превращающихся с момента начала эрозии в устойчивые водоразделы.

Устойчивость исходных наклонных поверхностей и водоразделов равнины, складывающихся на местах их пересечений, принята нами как основание для построения объяснения хода эрозионного процесса и хода формирования эрозионного рельефа равнины, которое мы противопоставляем объяснению, даваемому Дэвисом в его учении о нормальном цикле эрозии; последнее, кстати сказать, имеет в виду горные области, но механически применяется при изучении эрозионного рельефа равнины.

Необходимо отметить, что под устойчивостью водоразделов мы разумеем способность водоразделов противостоять эрозии, производимой только массой воды, получаемой данной речной системой с ее водосборов. Но это не исключает возможности, что в точках, которые по той или другой причине (например, по условиям рельефа водосбора смежной речной системы) могут из смежного бассейна получить дополнительную массу воды, может произойти переопливание водораздела перехват реки из смежного бассейна — расширение данного бассейна.

Наше расхождение с учением Дэвиса в данном вопросе заключается не в том, что мы отрицаем факт перехвата рек, а в самом объяснении факта; школа Дэвиса считает достаточным для этого только наличие более сильной эрозии и, как следствие, более сильного прерыва долины, перехватывающей реки. Мы же считаем, что для перехвата совершенно недостаточно наличия значительной разницы высот, а необходимо, кроме того, еще и наличие дополнительной массы воды с верхнего течения.

Таким образом, первым важным выводом, сделанным нами в результате проверки закона Джильберта в полевых наблюдениях, явилось принятие устойчивости водоразделов равнины и невозможности передвижения водораздельных линий в результате усиления эрозии на одном из смежных склонов водоразделов.

На каждом водоразделе, отделяющем одну речную систему от другой, как и на водоразделах рек одной и той же системы, которые являются разветвлениями первых, можно выделить полосу, которую мы называем полосой (зоной) «невывяляющейся эрозии». Границу этой полосы, ширина которой определяется гидро-физическими факторами, мы проводим по месту начала «непосредственной эрозии», совпадающей с началом врезов параллельных щелей. Ниже этой линии располагается линия «затухания обратной эрозии», которая с каждым последующим

углублением вреза речной долины отодвигается вниз по водоразделу (рис. 1).

Происхождение зоны «невывяляющейся эрозии» мы объясняем морфологическими причинами: это — зона «стыка» двух борющихся наклонов, где влияние того и другого наклона нейтрализуется, где инфильтрация преобладает над стоком.

Устойчивость водосборов равнины была установлена нами в 1939 г.

Позже, в 1945 г., американец Хортон в результате гидро-физических исследований также установил факт устойчивости водоразделов. Он установил на водоразделах зону «отсутствия эрозии», которая соответствует установленной нами зоне «невывяляющейся эрозии». Игнорируя влияние наклона, он устанавливает гидро-физическую причину, создающую зону «отсутствия эрозии»; для данного грунта, по Хортону,

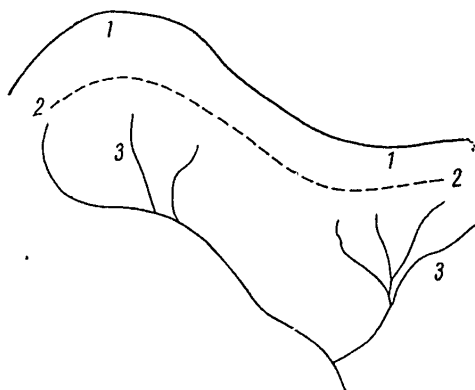


Рис. 1.

1 — полоса «невывяляющейся» эрозии; 2 — линия начала «непосредственной эрозии» и «затухания обратной эрозии»; 3 — полоса первичных борозд.

существует минимальная длина поверхностного стока X_c , требуемая для создания объема стока, достаточного для эрозии.

Рост водосбора в ширину и в длину, по Хортону, обуславливается тем, что при прогрессивном обнажении грунта более слабые потоки в процессе составительной эрозии могут быть поглощены более сильными и крупными.

2. Направляющая роль наклона. Закономерность структуры рельефа («морфологическая закономерность»). Рельеф «наддолинных» и «долинных» частей междуречий

Согласно Джильтберту, река, сильнее эродирующая, создает крутой склон, сильнее эродиремый, который сползает, удлиняется и отодвигает водораздельную линию ближе к реке, слабее эродирующей.

Из такого понимания следует, что наклон создается в результате эрозии.

Подобное понимание принято всеми последователями Дэвиса. Так, вытягивание основной рекой в начальной стадии формирования речных систем менее мощных рек и превращение их в ее притоки, что происходит, согласно нашим наблюдениям, под действием сильнее развитого

наклона к основной реке, последователи Дэвиса — Глок и Вульридж — объясняют ничего не говорящим «исходным преимуществом» (?) последней.

Хортон тот же процесс объясняет тем, что мелкие рытвины во время сильных ливней переполняются (?) водой, которая начинает переливаться в центральную рытвину. Это, по Хортону, приводит к «перерасчленению» гидрографической сети и попутно — к образованию уклона к основной ложбине. Наконец, игнорирование Дэвисом влияния наклона доходит до того, что он допускает возможность «перепиливания» водораздела, где влияние наклона сказывается особенно под влиянием усиления эрозии, вызываемого углублением вреза смежной реки.

Так Дэвис объясняет явления «перехвата» рек. Не отрицая фактов «перехвата» рек, мы принимаем возможность их только при наличии систематического поступления дополнительных масс воды *извне* в точках будущего «перепиливания» водоразделов.

Таким образом, выявляется двойное понимание роли наклона в эрозионном процессе. Первое принадлежит Дэвису и его последователям. Согласно этому взгляду, наклоны создаются эрозионным процессом и в результате этого процесса.

Мы же утверждаем совершенно иное положение, согласно которому эрозионный процесс возникает благодаря уже существующим наклонам. Это положение основывается на том, что при последовательном рассекании местности эрозией каждый водоток направляется уже существующими наклонами к основной реке и к реке, в которую впадает основная река.

В условиях Средне-Русской возвышенности нами показано существование устойчивого наклона (тектонического происхождения) на юго-запад. Но в данном случае принципиальное значение имеет не столько происхождение наклонов, сколько то, что эрозионный процесс направляется уже существующими наклонами.

Для того чтобы сформировалась река, необходимо наличие двух наклонов:

1) к месту, куда должна втекать формирующаяся река (к морю), — это есть «исходный» (древний) наклон, и 2) к формирующейся реке, — этот наклон (новый) закладывается на «исходном».

Место «стыка» между этими наклонами сильно ветвистое, дает «устойчивый» водораздел, отделяющий данную речную систему от смежной. Ветви его образуют водоразделы, отделяющие реки данной системы.

Таким образом, на каждой водосборной поверхности речной системы всегда должны быть выражены следующие наклоны: «исходный», закладывающийся на нем новый наклон и наклон «стыка» между ними. Это и есть «комбинированный» наклон, который, как показано выше, направляет эрозионный процесс на данной водосборной поверхности.

Водосборная поверхность каждой речной системы имеет свой, выраженный только на данной водосборной поверхности, «комбинированный» наклон. Под направляющим влиянием данного наклона и создается эрозионным процессом весь комплекс эрозионных форм данной речной системы, который мы называем «эрозионным комплексом». Первичную водосборную поверхность, под влиянием «комбинированного» наклона которой складывается данный эрозионный комплекс, мы называем материнской водосборной поверхностью данного эрозионного комплекса.

Характерной особенностью всякого эрозионного комплекса является наличие закономерной связи между размерами водосборов, длиной склонов и глубиной вреза речных долин, так что более глубокие врезы всегда связываются с водосборами большого размера, более длинными склонами, обращенными к ним, и более далеким расположением водораздельных линий.

Такую закономерность, регулирующую соотношение площадей, длин и глубин эрозионных комплексов, мы называем «морфологической» закономерностью.

Две смежные речные системы, даже если основные реки этих систем являются притоками одного и того же порядка какой-нибудь большой реки, имеют разный числовой показатель «морфологической» закономерности. Это выражается в том, что у двух названных систем равные глубины связываются с разными длинами и площадями: например это имеет место у двух смежных притоков Сейма — Кур и Моква и у ряда других.

«Морфологическая» закономерность не имеет ничего общего с принимаемой Джильбертом, согласно которой более глубокий врез долины должен быть связан с более длинным склоном к ней. Если бы подобная закономерность существовала, то она должна была бы носить характер «всеобщей». Но тогда на двух смежных реках, приуроченных к общему базису эрозии с равными глубинами, склоны равной длины должны были бы связываться, чего в действительности не бывает; разный «числовой» показатель «морфологической» закономерности служит подтверждением этого.

Берем другой пример. На асимметричных водоразделах, отделяющих реку Дон от его притоков, вопреки закону Джильберта, более глубокий врез Дона связан не с более длинным склоном, а с более коротким.

При этом наличие укороченного склона к Дону нельзя объяснить влиянием подмыва правобережья: наши измерения склонов «наддолинных» частей асимметричных междуречий как в частях наиболее подмываемых, так и в наименее подмываемых показывают, что подмываются только «долинные» части междуречий, «наддолинные» же в данном случае совершенно не затрагиваются.

Измерение между террасами обоих берегов тоже показывало отсутствие значительного подмыва склонов. Наконец, изучение склонов показывает, что на них даже не выражена тенденция к удлинению короткого склона, что не дает права ссылаться на фактор времени, т. е. что с течением времени соотношения между длиной склонов и глубиной вреза Дона выравниваются в том направлении, как это необходимо для оправдания закономерности Джильберта, принятой Дэвисом и всеми его последователями.

Изучение географического размещения связи между глубиной вреза рек и длиной склонов, обращенных к ним, показывает, что подобное явление имеет место только на водосборах малых и средних речных систем, где определенная глубина вреза создается определенной массой воды, стекающей с определенной площади водосбора под влиянием определенного уклона (наклон материнской водосборной поверхности). Но это не имеет места там, где скопится избыточная масса воды, стягиваемая с многочисленных водосборов, например на реках Дон, Днепр и других.

Таким образом, глубина вреза может быть связана с длиной склонов только в том случае, когда она одновременно бывает связана с опреде-

ленной площадью: закономерная связь глубины и длины невозможна без одновременной связи с площадью, т. е. с размерами водосборов. В противном случае эта связь либо будет случайной, либо будет совершенно отсутствовать. Закономерность соотношения глубины, длины и площадей в эрозионном рельефе есть закономерный комплекс, ни одно из звеньев которого не может быть выключено без того, чтобы не разрушить целое.

Фактором, выработавшим этот комплекс, не может быть сила эрозии, так как сила эрозии в данном случае проявляется только в степени углубления врезов водотоков и при условии устойчивости водоразделов сама определяется массой воды, которая в свою очередь определяется размерами водосбора. В таком случае и длина склона, тесно связанная с глубиной вреза, тоже должна определяться размерами водосбора.

То, что «морфологическая» закономерность складывается только на междуречьях речных систем, сложившихся на общей материнской водосборной поверхности, причем на разных речных системах она имеет разный числовой показатель, показывает, что фактором, создающим «морфологическую» закономерность, является наклон данной материнской водосборной поверхности. Этот наклон определяет: а) начало стока (т. е. исходные точки, откуда начинается сток) и, в связи с этим, границы и площади водосборов; б) направление стока и места врезов водотоков и, в связи с этим, длину склонов от места вреза водотоков до водораздельной линии. Последнее показывает, что «морфологическая» закономерность не охватывает склонов речной долины, а только отражает структуру рельефа «наддолинной» части междуречий.

Выявление «морфологической» закономерности дает возможность устанавливать факты, облегчающие воссоздание хода формирования эрозионного рельефа. Так, можно установить тип речной системы, например системы, сложившейся на общей материнской водосборной поверхности (простой тип), и системы, сложившейся из комплекса простых систем (сложный тип). По этим данным можно устанавливать факт изменения структуры гидрографической сети, например на верховьях Дона, по Елань и Савале и другим.

Структура эрозионного рельефа («морфологическая» закономерность) складывается под влиянием трех модификаций наклона материнской водосборной поверхности.

Познакомимся с формообразующей ролью каждой из модификаций в отдельности.

Верховья реки складываются под влиянием древнего наклона. Здесь склоны, обращенные к формирующейся основной реке и совпадающие с древним наклоном, будут более длинны, чем противолежащие им. На среднем и нижнем течениях основной реки доминирует наклон к основной реке. Здесь будут более длинные склоны, совпадающие с новейшим наклоном к основной реке.

Древний и новейший наклоны оказывают влияние на относительную длину склонов и вызывают асимметрию «наддолинных» частей склонов междуречий, обращенных к данной реке. Сам по себе вид этой асимметрии склонов не может создать асимметрии междуречий, ибо каждый длинный склон относительно противолежащего ему склона может и не быть более длинным относительно смежного с ним склона, расположенного на одном и том же водоразделе. Это могло бы иметь место в том лишь случае, если бы этот склон принадлежал большему по размерам смеж-

тому водосбору той же речной системы, так как большим размерам водосбора в пределах одной и той же речной системы должна соответствовать и большая абсолютная длина склонов, как это нами установлено в «морфологической» закономерности. Размеры водосборов определяются влиянием наклона у «стыка» материнской водосборной поверхности со смежной поверхностью. Размеры водосборов, в свою очередь, определяют глубину вреза рек данной системы и абсолютную длину склонов.

Таким образом, мы подошли к необходимости принятия вывода, что происхождение эрозионных форм можно объяснить действием наклона, но не единого, как его понимал А. А. Борзов, а «комбинированного». Влиянием «комбинированного» наклона представляется возможность объяснить все разнообразие эрозионных форм.

Факторы, из которых складывается «комбинированный» наклон, по-разному сочетаются друг с другом. При этом преобладающее влияние приобретает один из факторов в том случае, когда влияние другого сводится до минимума. Действительно, в том случае, когда, например, влияние наклона «стыка», намечающего размеры водосборов, не выявляется, что бывает при равенстве размеров водосборов рек данной системы, тогда выдвигается роль древнего и новейшего наклонов и наоборот (притоки р. Полной, притоки Сейма).

В том же случае, когда влияние обоих факторов действует согласно, получаются четкие формы, например асимметричные формы при увеличении размеров водосборов в направлении общего наклона.

Напротив, при несогласном действии обоих факторов, например при уменьшении размеров водосборов в направлении общего наклона, выявляется тенденция к формированию симметричных форм.

Так может быть объяснена смена знака асимметрии на одном и том же водосборе и возникновение симметричных участков на асимметричных водосборах, а в целом — все разнообразие форм эрозионных комплексов.

Вопрос о роли «комбинированного» наклона в формировании рельефа эрозионных комплексов освещен в нашем докладе на Втором Всесоюзном съезде географов в Ленинграде в 1947 г.

3. Ход развития эрозионного рельефа равнины

Как указано, на междуречьях нашей равнины выражены два типа рельефа: «наддолинный», более древний, и «долинный», более молодой. Оба эти типа рельефа выработаны в разное время и под действием разных факторов.

Под указанным выше влиянием трех модификаций наклона материнской водосборной поверхности складывается рельеф «наддолинной» части междуречий, отсчитываемый от места вреза реки до водораздельной линии.

Рельеф «долинной» части междуречий, отсчитываемый от места вреза реки до дна речной долины, вырабатывается под влиянием других факторов, а именно силы, отбрасывающей массу движущейся воды в реке вправо, и сил, вызывающих чередующийся подмыв.

Отклонение вправо ранее геоморфологами мыслилось как фактор постоянно действующий, вызывающий сплошной подмыв правобережий,

что должно было создавать крутизну правобережий, а при дальнейшем сносе склонов правобережий, в конечном счете, и асимметрию междуречий.

Та же точка зрения сохранилась и в новейших работах, посвященных этому вопросу (С. С. В о з н е с е н с к и й. Асимметрия склонов речных долин на территории Европейской части СССР. Вопр. геогр., сборн. 4-й, 1947).

Такое понимание, противоречащее приведенным выше данным наших непосредственных наблюдений, находится в полном согласии с учением Дэвиса, который не разделяет склоны междуречий на «долинную» и «наддолинную» части.

По Дэвису, склон междуречья снизу доверху вырабатывается действием одного и того же фактора. Такое понимание хода эрозии вытекает из методологической ошибки Дэвиса, который считает, что процесс можно объяснить, изучая его не с начальных моментов его зарождения, а начиная с его середины.

Дэвис начинает изучение эрозионного процесса с момента вреза формирующихся рек. Вся начальная стадия процесса, от образования первичных потоков до формирования рек, осталась вне поля зрения Дэвиса. Между тем, как показали наши наблюдения, именно на этой стадии, которую мы называем «начальной» стадией эрозионного процесса, создается рельеф «наддолинной» части междуречий.

Действительно, изучение эрозионного рельефа Русской равнины дало возможность установить существование на междуречьях наших рек двух типов рельефа — «приводораздельного», «наддолинного», более древнего, и «долинного», более молодого, — выработанных разными факторами и в разное время.

Дэвис, начав изучение эрозионного процесса с момента вреза реки, не обратил внимания на существование уже выработанного «наддолинного» типа рельефа, и происхождение форм («приводораздельных»), возникших ранее, он стал объяснять причинами, действовавшими уже после начала вреза реки. Таким образом, Дэвис оторвал изучение эрозионного процесса от изучения происхождения эрозионного рельефа и дал неправильное объяснение происхождения эрозионных форм.

Происхождение «долинного» типа рельефа или рельефа склонов речных долин нами объясняется следующим образом.

Влияние силы, отклоняющей течение воды в реке вправо, имеет морфологическое выражение только при достаточно большой массе воды и надлежащей скорости. Вот почему на многих реках нагорные правые берега, при отсутствии прочих причин, оказывающих влияние на формирование склонов долин, появляются только на средних и нижних их течениях.

Крутое правобережье постепенно образуется, по нашему мнению, не в результате сплошного, непрерывающегося подмыва правобережья, а вследствие того, что при каждом новом врезе (при формировании террас) река, отбрасываемая вправо, *врезывалась ближе к правобережью*, что создавало уже *изначально крутые правые склоны*. С момента же каждого такого вреза, как это явствует из наблюдений над следами остатков древних излучин, начиная с третьих террас, сказывается «чередующийся» подмыв, перебрасывающийся с правого берега на левый и наоборот. Уже этот один факт говорит против наличия сплошного, непрерывающегося подмыва правобережья. Против этого говорят также следующие факты: 1) выступы уступов

террас крутого правобережья в сторону речной долины, чего не могло быть, если бы шел сплошной снос правого склона, отодвигавший правый склон ближе к водораздельной линии; 2) одинаковая длина «наддолинных» частей междуречий как в местах, наиболее сильно подмываемых, так и в местах отступления реки от правобережья.

Это показывает, что подмыв сносит только «долинные» части междуречий, совершенно не затрагивая «наддолинные» части. Снос части «наддолинных» участков междуречий имеет место только на очень узких междуречьях, отделяющих основную реку от притока, впадающего в нее под резко выраженным острым углом (р. Тускаръ у Курска, р. Коротоячка у Коротояка и др.).

Положение о нерасчленении рельефа склонов междуречий, являющееся следствием нескритического отношения к учению Дэвиса, привело

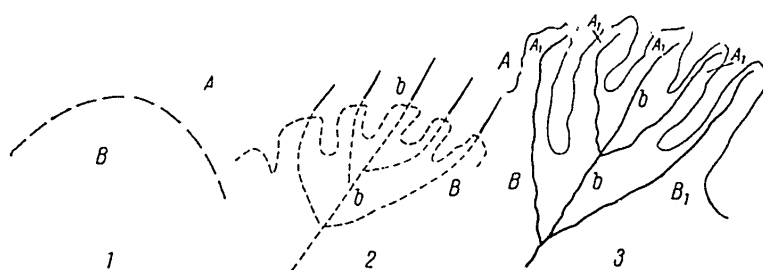


Рис. 2. Начальная стадия развития рельефа эрозионного комплекса (развитие наддолинных частей междуречий).

1 — заложение на «исходном» наклоне (A) нового склона (B); 2 — образование параллельных борозд ниже «зоны отсутствия эрозии» под влиянием «исходного» склона (A); под преобладающим влиянием «нового» склона (B) идет продолжение роста борозд, ускорение роста основной борозды (b), образование будущей основной реки и втягивание ею в себя остальных борозд будущих притоков основной реки, 3 — к концу стадии намечается площадь водосбора, на которой развивается данный эрозионный комплекс, складывающийся из зоны с преобладающим «исходным» (древним) наклоном (A₁) и из зоны с преобладающим «новым» наклоном (B₁).

к внедрению в геоморфологию *неправильной классификации эрозионных форм и неправильной терминологии*. Последнее видно из следующего.

Гильбер в своей статье «Асимметричные долины» дает объяснение происхождения асимметрии не долин, а междуречий; теория А. А. Борзова, в которой он дает объяснение асимметрии склонов наддолинных частей долины, именуется в геоморфологии теорией асимметрии долин, а сам А. А. Борзов именуется ее теорией, объясняющей происхождение асимметрии междуречий.

В нашей схеме хода эрозионного процесса и развития эрозионного рельефа, противопоставляемой нами объяснению Дэвиса, мы исходим из признания *устойчивости водоразделов*, объясняемой нами тем, что водораздельные их части представляют собой места «стыка» устойчивых наклонных поверхностей, наклон которых определился *до начала* данного эрозионного процесса и которые направляют данный эрозионный процесс.

Эрозионный процесс и как его морфологическое выражение процесс рельефообразования складываются из трех частей.

Первая (начальная) часть процесса иллюстрируется рис. 2.

Первая часть складывается из двух стадий.

На первой стадии закладываются параллельные щели ниже зоны «невывяляющейся» эрозии. Эрозионный процесс на этой стадии идет под преимущественным влиянием древнего, «исходного» наклона. Эту стадию мы называем стадией закладки параллельных щелей.

На следующей стадии происходит стягивание менее мощных щелей более мощной, имеющей больший водосбор, благодаря чему она сильнее вырезывается в поверхность земли, чем смежные с ней; эта щель имеет резко выраженный к ней уклон, благодаря чему она стягивает в себя смежные щели. Эта стадия называется пами стадией формирования притоков основной реки (основного оврага) или стадией формирования речной системы. Эрозионный процесс на этой стадии направляется преимущественно наклоном к данной основной реке.

Особенно хорошо этот наклон выражен в среднем и нижнем течении основной реки.



Рис. 3. Вторая стадия развития эрозионного комплекса (развитие склонов речной долины).

AB — пограничная линия, выше которой располагается более древний рельеф «наддолинной» части междуречья, а ниже — более поздний рельеф склонов речной долины. Складывается асимметрия склонов речной долины. С углублением речной долины обратная эрозия заканчивается на междуречье все ниже и ниже, и таким образом к «зоне отсутствия эрозии» присоединяется снизу «зона затухания обратной эрозии».

Вторая (основная) часть процесса поясняется рис. 3.

С момента захвата основной щелью (рекой, оврагом) своих притоков складывается «наддолинная» часть рельефа междуречья основной реки. В плане поверхности «наддолинной» части междуречья основной реки укладываются ее притоки.

Таким образом, к моменту начала формирования «долинной» части склона междуречья структура «наддолинной» части междуречья уже намечена.

Структура «наддолинной» части междуречья складывается под влиянием трех модификаций наклона (исходного, новейшего и наклона «стыка») материнской водосборной поверхности основной реки.

Формирование «долинной» части склона, обращенного к основной реке, проходит под действием сил, отклоняющих течение воды в реке «вправо», а также сил, вызывающих «чередующийся» подмыв берегов.

Третья (заключительная) часть процесса — стабилизация структуры снижающегося рельефа.

На этой стадии рельеф эрозионного комплекса под действием всего комплекса деструктивных процессов постепенно снижается. Но даже дойдя до предела мыслимого снижения, структура рельефа (т. е. соотношение площадей, длин и глубин) остается неизменной. В результате этого процесса не создается ни нового качества, ни новой поверхности.

Таким образом, эрозионный процесс и связанный с ним процесс формирования эрозионного рельефа последовательно складываются из трех

частей. Каждая часть процесса (стадия) характеризуется определенными формами и факторами, влияющими на эти формы.

Стадии Дэвиса (юности, зрелости, старости) не отражают последовательности процесса, а только степень интенсивности его. Таким образом, процесс может начинаться со старческой стадии и кончаться юношеской.

В нашей схеме стадии Дэвиса превращаются только в подстадии, факторы же, создающие их, совершенно не оказывают никакого влияния на структуру рельефа и формирование его элементов.

1952 . ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК . I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

Д. А. КОЗЛОВСКИЙ

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД УЧЕТА СОВРЕМЕННЫХ
ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ¹

В современной географической литературе достаточно единодушно мнение, что в переживаемое нами время продолжают создаваться горные сооружения.

Существует даже взгляд, что в результате энергичных вертикальных движений земной коры современная эпоха вообще характерна активным формированием рельефа, почему есть основание говорить о молодости форм не только отдельных горных сооружений или географических провинций, но и о молодости рельефа Земли в целом (Личков, 1941).

При таком взгляде на устойчивость земной оболочки приобретает особое значение разработка метода учета современных эпейрогенетических движений, и не только по берегам морей, о которых накоплен сравнительно обширный материал, но также и в глубине материка, где сведения об этих движениях весьма ограничены и не всегда достаточно убедительны.

Существующий геоморфологический метод анализа речных долин позволяет по деятельности древних рек судить о движении земной коры в прошлом. Вместе с тем, современная работа рек, имеющая несомненную связь с современными эпейрогенетическими движениями, еще не вошла в сферу геоморфологических исследований, хотя заведомо можно утверждать, что эрозионно-аккумулятивная работа рек, местами протекающая чрезвычайно активно, отражает именно эти движения.

Известно, что всякая река под влиянием движущегося потока стремится выработать профиль равновесия, имеющий наибольший уклон в верховье, постепенно уполоаживающийся вниз по течению и приближающийся к нулевому значению в устьевом участке. В условиях формирующегося рельефа установлению профиля равновесия постоянно препятствуют вертикальные движения, изменяющие положение местного или общего базиса эрозии и заставляющие поток снова и снова перестраивать продольный профиль реки.

Допустим, что река, имеющая на каком-то участке поперечную (антецедентную) долину, пересекает постепенно поднимающийся хребет (рис. 1, а). В этом случае стремление сохранить свой продольный профиль

¹ Отмечая большой интерес метода, предлагаемого автором, редакция считает необходимым указать, что при дальнейшей разработке рассматриваемого вопроса должно учитывать влияние движения напосов в русле на периодические смещения горизонта нулевого расхода (на кривых расходах). (Ред.).

заставляет размывать (пропиливать) поднимающийся хребет, откладывая выше и ниже этого участка наносы, приходящие с верховья. Интенсивность аккумуляции наносов при этом будет прямо пропорциональна темпу поднятия и обратно пропорциональна скорости эрозии ложа на поднимающемся участке. В сумме же слой эрозии и слой аккумуляции в соответствующих сечениях реки будет характеризовать общую величину поднятия массива за известный отрезок времени.

В случае опускания какого-то участка (рис. 1, б), что может иметь место при вступлении реки в опускающуюся продольную долину, он будет аккумулятировать наносы, а выше расположенный участок при этом будет эродироваться.

В таком направлении процесс формирования продольного профиля реки будет развиваться, конечно, при наличии достаточного количества аллювиального материала в верховье реки. Если же ложе ее сложено твердыми породами, скорость размыва которых отстает от темпа верти-

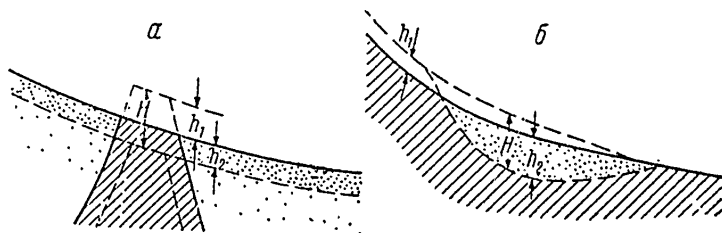


Рис. 1. Влияние на формирование продольного профиля реки вертикальных движений земной коры.

а — подъем. б — опускание.

кальных движений, и в верховье реки отсутствует достаточно обильный источник насыщения потока аллювием, то на участках, подверженных вертикальным смещениям, будут формироваться перепады (пороги), придающие кривой продольного профиля ступенчатый характер.

Важно здесь отметить, что рост перепадов для каждой породы, мощности потока и его насыщенности наносами имеет свои пределы, так как с увеличением перепада возрастает и энергия потока. С другой стороны, и время размыва даже для наиболее устойчивых пород ограничено. Поэтому наличие изломов профиля реки (если они не объясняются приточностью) должно служить признаком современных или же весьма недавних вертикальных движений.

Эрозионно-аккумулятивная работа рек в настоящее время фиксируется наблюдениями многочисленных гидрометрических станций, раскинутых по всему земному шару, и потому протекающие на наших глазах эпигерогенные движения, по существу, уже регистрируются повсеместно. Необходима лишь надлежащая разработка накопленных материалов для суждения об их направлении и интенсивности.

Для установления темпа эрозионно-аккумулятивной работы рек и, следовательно, для оценки скорости и направления вертикальных движений может быть предложен ряд приемов, взаимно контролирующих и дополняющих друг друга. При совместном использовании они дают достаточно надежное представление о глубинной деформации ложа.

К этим методам можно отнести исследования: 1) устойчивости по времени кривых связи соответственных горизонтов соседних водомерных постов; 2) устойчивости минимальных годовых горизонтов с течением времени; 3) устойчивости по времени поперечных профилей реки; 4) устойчивости по времени кривых расходов воды; 5) изменения мутности воды по длине системы.

Не имея возможности в рамках настоящего сообщения разобрать все перечисленные методы оценки деформации ложа и условий их применения, остановимся вкратце лишь на четвертом как на наиболее эффективном, к тому же исключающем необходимость применения других.

Кривая расхода воды представляет графическую связь между уровнями и расходами воды в каком-либо сечении реки. При устойчивом ложе эта зависимость постоянна, т. е. каждому расходу воды отвечает вполне определенный горизонт. Если же ложе реки подвержено деформации,

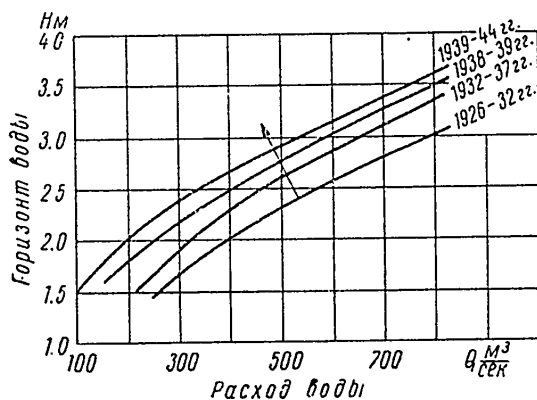


Рис. 2. Смещение кривых расхода воды по р. Куре у Мингечаура вследствие аккумуляции наносов.

то кривая расходов воды испытывает смещение; при этом аккумуляция наносов вызывает смещение ее вверх, а эрозия — вниз по отношению к первоначальному положению (рис. 2).

Иначе говоря, при аккумуляции наносов в каком-либо сечении реки, при том или ином горизонте, с течением времени будет проходить все меньший расход; наоборот, при эрозии ложа тому или иному горизонту будет отвечать все больший расход воды.

Таким образом, смещение кривых расходов воды по времени, при неизменности других условий, служит показателем глубинной деформации ложа, которая, в свою очередь, является следствием колебания базиса эрозии.

В устьевых участках рек изменение базиса эрозии может происходить вследствие изменения уровня моря относительно суши (по различным причинам). В глубине материка базис эрозии может изменить свое положение, очевидно, лишь в результате либо современных вертикальных движений земной коры, либо недавнего прошлого, не говоря, конечно, о деятельности человека (сооружение плотин, мостов, обвалование реки и т. д.). Следовательно, в глубине материка устойчивое смещение кривых расходов воды (или другие показатели устойчивой глубинной деформации ложа) должны рассматриваться как признаки современных движений земной коры, в буквальном смысле этого слова.

Многочисленные примеры устойчивой глубинной деформации ложа рек можно найти на Кавказе, где заведомо происходят новейшие вертикальные движения в обоих направлениях.

В качестве особенно яркого примера можно сослаться на деформацию продольного профиля р. Куры.

Куро-Араксинская низменность, возникшая на пространстве обширной депрессии между Большим и Малым Кавказом и заполненная вследствие

этого мощным слоем аллювиальных отложений, испытывает погружение и сейчас. Одновременно воздымается и хребет Боз-даг, прорезаемый р. Курой у Мингечаура. Геологически последнее доказывается тем, что сравнительно молодые древнекаспийские отложения, слагающие хребет, оказываются приподнятыми здесь на большую высоту по сравнению с положением этих слоев на побережье моря.

Смещение хребта Боз-даг относительно Куро-Араксинской низменности фиксируется рекой, которая энергично откладывает наносы по выходе из ущелья, стремясь восстановить свой продольный профиль, непрерывно нарушаемый вертикальными движениями.

Подъем русла у Мингечаура происходит со средней скоростью 6.3 см в год, и, следовательно, этой величиной, как минимум, можно оценить одновременный подъем хребта Боз-даг относительно опускающейся Куро-Араксинской низменности, пренебрегая при этом несравненно меньшей величиной — скоростью пропильвания воздымающегося хребта.

Вниз по течению р. Куры скорость отложения наносов уменьшается. Так, у Евлаха она составляет 4.4 см в год, у Зардоба 2.9 см. Это снижение темпа аккумуляции объясняется влиянием понижающегося общего для Куры базиса эрозии — уровня Каспия, вследствие чего уже в 110 км от Зардоба — у Моллакенда аккумуляция сменяется эрозией ложа. Возрастая вниз по течению, эрозия достигает максимума в дельте р. Куры. В устьевой части, по данным за 1932—1945 гг., т. е. за период резкого падения уровня моря, эрозия определяется следующими средними величинами: у Моллакенда — 3.1 см в год, Сабирабада — 5.2 см, Али-байрамлы — 8.6 см, Сальяны — 11.4 см, устье — 13.8 см в год.

Вертикальные движения земной коры таким же путем фиксируются и другими реками. Например современная р. Кубань, в своем среднем и нижнем течении проложившая русло по синклинали четвертичного возраста, испытывает погружение и сейчас. Погружение долины обуславливает относительное повышение базиса эрозии, вследствие чего этот участок реки аккумулирует наносы. Левобережные притоки ее, так же как и верхняя Кубань, находясь, наоборот, под воздействием понижающегося местного базиса эрозии, размывают свои устьевые участки.

Особенно интенсивный и систематический размыв ложа отмечается на рр. Хабль, Иль и др., где смещение кривых расходов воды достигает в среднем 10 см в год (Поляков, 1946, рис. 3).

Важно отметить, что характерная для многих рек глубинная деформация особенно энергично проявляется в горных реках систем альпийской фазы складчатости. Так, в Карпатских горах гидрологическая станция у Бяла Дуначек отмечает понижение ложа на протяжении 20 лет более чем на 2 м (Поляков, 1946).

Причиной мутность рек в качестве предварительного критерия наличия современных вертикальных движений, можно допустить, что последние обнаруживаются далеко за пределами горных сооружений. По этой причине, надо полагать, имеют повышенную мутность реки Ставрополя, Куйбышевской области и других районов (Поляков, 1946), что подтверждает взгляд Б. Л. Личкова (1941) о молодости современного рельефа Земли.

Если изложенный метод открывает, с одной стороны, новый путь к изучению современных вертикальных движений литосферы, то, с другой стороны, эти движения, в свою очередь, объясняют многие гидрологические явления, генезис которых до сих пор не выяснен.

С этой точки зрения, прежде всего, получает широкое толкование работа реки по формированию своего продольного профиля. В частности, подвижность земной оболочки исключает, по видимому, возможность наличия рек с профилем равновесия.

Существующая в природе взаимная связь явлений позволяет допустить, что причина извилистости и бифуркации рек кроется также в вертикальных движениях.

Для объяснения возникновения и непрерывного развития процесса меандрирования нет удовлетворительной теории.

Новая гидродинамическая теория (Великанов, 1947) допускает, что извилистость — свойство самого потока. В этой концепции самопроизвольность процесса, несомненно, является слабым местом.

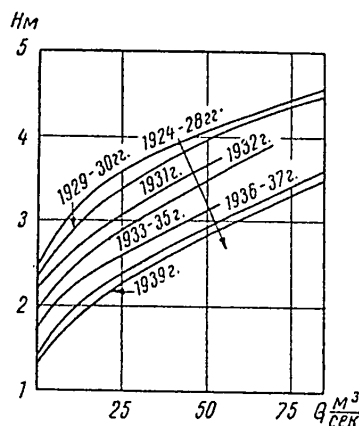


Рис. 3. Смещение кривых расхода воды по р. Иль у ст. Ильской вследствие эрозии русла (Поляков, 1946).

Именно вертикальные движения, надо считать, поддерживают энергичную, никогда не прекращающуюся работу рек. Нарушение эндогенными силами продольного профиля заставляет поток выправлять уклон. Это, с одной стороны, достигается путем перестройки профиля в продольном направлении, а с другой стороны, поперечной деформацией русла.

При увеличении уклона на каком-то участке, вызванном вертикальными движениями, поток, наряду с перестройкой профиля в продольном направлении, стремится смягчить уклон, что достигается при развитии меандр. Наоборот, уменьшение уклона приводит к спрямлению русла путем прорыва перешейков у извилин. Так как этот процесс протекает стихийно и прорыв петель не создает нормального уклона, то вслед за прорывом начинается вновь развитие извилины и т. д.

Таким образом, продольная и поперечная деформация русла мыслятся как различные проявления одного и того же процесса — становления профиля равновесия — и потому не могут рассматриваться раздельно.

В качестве примера обратимся снова к р. Кубани, уклон которой в среднем течении благодаря опусканию долины уменьшается. Вследствие этого р. Кубань за 17 лет на участке от ст. Усть-Лабинской и до впадения в море укоротилась за счет спрямления на 17.1 км (Справочник, 1936).

В горной части, и особенно в предгорье, где шире возможности, как сама Кубань, так и ее притоки стремятся уменьшить уклон, который благодаря формированию Кавказа увеличивается. Это проявляется в интенсивной бифуркации и меандрировании рек в предгорной части, в то время как в горах твердые породы, слагающие берега, ограничивают возможности потока в этом отношении.

В свете изложенных соображений становится очевидным, что и мутность рек является следствием вертикальных движений. И именно поэтому наибольшая мутность приурочена к горам альпийской системы, хотя в ряде случаев не меньшие уклоны имеют реки, дренирующие более древние горные системы.

Таким образом, напрашивается вывод, что не сам уклон, но его нарушение обуславливает повышенную мутность рек.

Гидрологический метод учета современных вертикальных движений земной коры 41

На этом мы закончим перечень основных проблем, связанных с современными движениями литосферы, имея в виду вернуться к ним в другом месте.

Литература

В е л и к а н о в М. А. Проблема формирования речного русла. Изв. АН СССР, Сер. геогр. и геофиз., т. XI, № 4, 1947. — Л и ч к о в Б. Л. О современной геологической эпохе. Изв. АН СССР, Сер. геол., вып. 3, 1941. — П о л я к о в Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. ГИМИЗ, 1946. — Справочник по водным ресурсам СССР, т. X (Сев. Кавказ), 1936.

М. Д. ГАВРИЛОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ
РЕЧНЫХ ДОЛИН

Известно, что речной поток в один и тот же момент времени эродирует и аккумулирует на всем своем протяжении. Но интенсивность этих процессов различна в разных участках течения. В верховьях в общем случае преобладает эрозия, в низовьях — аккумуляция, в средней части течения оба процесса уравниваются. В течение некоторого промежутка времени речной поток вырабатывает так называемый нормальный профиль, или профиль равновесия. Считается, что по достижении нормального профиля река всю свою энергию тратит на перенос груза, не эродируя и не аккумулируя.

Понятие профиля равновесия очень важно, т. к. вся деятельность реки, эродирует она или аккумулирует, направлена на выработку этого профиля. Профиль равновесия является результирующей сложного взаимодействия многих переменных, которые в конечном счете выражаются в отношении жидкого и твердого стока друг к другу и в колебаниях эрозии.

Необходимо уяснить, что профиль равновесия речного потока не есть нечто неизменное, раз навсегда установленное для данной реки. Напротив, из вышеприведенной формулировки следует, что профиль равновесия реки неустойчив, он постоянно меняется в зависимости от соотношения жидкой и твердой частей речного стока. Иными словами, каждому соотношению последних отвечает свой профиль равновесия и таких профилей может быть бесконечное множество.

Поэтому мы не можем согласиться с В. В. Белоусовым, который по этому поводу пишет:

«... эрозия вырабатывает профиль равновесия, а накопление осадков возможно лишь в том случае, когда русло опускается ниже этого профиля» (Белоусов, 1948, стр. 106). Накопление осадков в русле выражает стремление реки приспособиться к непрерывно изменяющимся условиям и выработать соответствующий им профиль равновесия.

Профиль равновесия река может выработать при условии неизменяемости переменных в течение достаточно длительного промежутка времени. Эти условия в природе не осуществимы, поэтому река в реальной действительности может лишь приближаться к профилю равновесия, никогда не достигая его. Некоторая условность этого понятия становится особенно явной при переходе к геологическим масштабам времени. Об этом свидетельствует история любой речной долины, зафиксированная

в рельефе. Она указывает на общее преобладание эрозии и, временами, преобладание аккумуляции.

Поверхность речных террас фиксирует момент перехода в деятельности реки от аккумуляции к эрозии. В этот краткий переходный момент рекой вырабатывается продольный профиль, более или менее близкий к профилю равновесия.

Для характеристики работы речного потока полезно ввести понятие *относительная нагрузка потока* (ОНП), представляющее собой отношение фактически поступающих в реку наносов к ее транспортирующей способности.

При ОНП меньше единицы поток обладает избытком энергии и способен эродировать. При ОНП равной единице вся живая сила потока расходуется на транспортировку наносов. При ОНП больше единицы поток не в состоянии справиться с переносом всех поступающих наносов и аккумулирует излишки.

Из определения ОНП следует, что она не может быть больше единицы и выражение «ОНП больше единицы» означает, что наносов поступает в поток больше, чем он в состоянии перенести.

По своей природе ОНП чрезвычайно изменчива как вдоль потока в каждый данный момент времени, так и во времени для любой точки потока. Ее непостоянство есть следствие непрерывного изменения транспортирующей способности потока и количества наносов.

Понятие ОНП дает возможность уточнить наши представления о профиле реки. Изменчивость ОНП вдоль потока указывает на то, что продольный профиль реки состоит из отрезков множества разных профилей.

Кривая, называемая профилем равновесия реки, также является интегральной, но составляющие ее отрезки профилей отличаются друг от друга очень незначительно.

Можно выделить следующие изменения ОНП: эпизодические, сезонные, периподические и вековые. Эпизодические — кратковременны и обязаны ливням в бассейне потока, дневному таянию ледников и т. п. Как показали наблюдения над селами, в результате ливней транспортирующая способность потока увеличивается во много раз, нагрузка потока часто растет еще сильнее и поток, не справляясь с нагрузкой, аккумулирует. После спада паводка поток восстанавливает свой прежний продольный профиль, врезаясь в селевые наносы.¹

Сезонные изменения ОНП потока зависят от распределения осадков на территории бассейна потока по сезонам. Их размах, очевидно, невелик. Внутри сезона можно выделить период аккумуляции (паводок) и эрозии (межень).

Периподические изменения ОНП обязаны кратковременным периодическим изменениям климата. При этом в зависимости от местных условий направление и скорость изменения членов отношения (т. е. нагрузки потока и его транспортирующей способности) могут сочетаться различным образом. Результатом периподического изменения ОНП может быть повышение русла вследствие преобладания аккумуляции или же, напротив, образование террас.

Эпизодические, сезонные и периподические изменения ОНП имеют известную направленность, выражающуюся в преобладании эрозии или

¹ На р. Белокапчай (южный склон Большого Кавказа, Азербайджанская ССР) автор наблюдал селевые террасы до 6 м высотой.

аккумуляции. При этом направленность эпизодического процесса подчинена направленности сезонного процесса, а последняя подчинена направленности перодического процесса.

Вековые изменения ОНП связаны с колебательными движениями земной коры и вековыми изменениями климата. Направленность этих изменений наиболее длительна; история развития речных долин является, в сущности, результатом этих изменений. Ей подчинены все кратковременные изменения ОНП, перечисленные выше.

Общепризнано, что рост гор сопровождается усилением речной эрозии. В целом, конечно, это так. Но в отдельные моменты жизни речного потока рост гор может вызвать аккумуляцию.

Представим себе среднегорный хребет, вершины которого не поднимаются выше зоны альпийских лугов. Реки, сбегаящие со склонов хребта, достигли профиля равновесия. Если затем начинается сводообразное поднятие хребта, реки возобновляют свою эрозионную деятельность, прорисовывая, допустим, при неизменных дебите потока и нагрузке, лишь вследствие увеличения уклона и, значит, скорости течения и транспортирующей способности. При дальнейшем воздымании приводораздельная часть хребта понадевает в расположенный выше более суровый климатический пояс — пояс морозного выветривания, и на месте прежних альпийских лугов образуется пояс скал и осыпей. Количество обломочного материала, поступающего в реки, резко увеличивается, и река может начать аккумуляцию.

Но рост хребта неизбежно сопровождается и ростом осадков. Поэтому дальнейшее направление речной деятельности, вообще говоря, будет зависеть в конечном счете от ОНП. Не исключается случай, когда обломочный материал начнет поступать столь обильно, что ОНП станет больше единицы и реки перейдут к аккумуляции. Это зависит от тектоники, литологии, трещиноватости пород и способности их противостоять морозному выветриванию.

При достаточно длительном существовании условий, благоприятствующих физическому выветриванию, в речных долинах может накопиться мощная толща аллювия. Эрозия возобновится, когда ОНП снова станет меньше единицы. Это произойдет или вследствие значительного сужения пояса скал и осыпей, или благодаря полному уничтожению легко разрушающихся пластов и появлению на дневной поверхности более стойких пород. В обоих случаях поступление обломочного материала в реки сократится.

Сужение и даже полное исчезновение пояса скал и осыпей может произойти как вследствие денудационного понижения хребта, так и повышения границ климатических зон при потеплении климата.

Рассмотренный случай противоречивого сочетания роста хребта с речной аккумуляцией не является чисто предположительным. Ниже мы приведем пример, иллюстрирующий наличие таких случаев в природе.

Таким образом, горообразовательные движения (в геоморфологическом смысле), усиливая эрозию, в некоторых случаях могут сопровождаться и аккумуляцией в долинах горных рек.

Если горные сооружения находятся в состоянии относительного покоя и происходит общее похолодание климата Земли, то процессы, происходящие при этом, до некоторой степени подобны рассмотренным выше. Основная разница состоит в том, что в первом случае горы растут, вертикальные климатические пояса остаются неподвижными, а при похолодании

климата высота гор остается неизменной, границы же климатических поясов опускаются.

Рассмотрим тот же среднегорный хребет. При усиливающемся похолодании климата возникнет и, снижая свою нижнюю границу, будет расти пояс скал и осыпей, что приведет к резкому увеличению поступления в речные долины обломочного материала. Вопрос о направлении изменения количества осадков не может быть решен столь же определенно.

Общеземное похолодание климата вызывает изменение барического рельефа, перемещение центров действия атмосферы и смещение путей движения циклов. Распределение осадков в результате этого претерпевает значительные изменения. В зависимости от географического положения данного горного хребта количество осадков, а с ним и сток рек, увеличивается или уменьшается.

Так или иначе ОНП изменяется. О характере этого изменения мы можем судить по мощным четвертичным флювиогляциальным отложениям подножий горных хребтов и связанным с ними речным террасам. В периоды похолодания климата, независимо от того, развивается оледенение в горах или нет, но при обязательном наличии пояса скал и осыпей, речной поток оказывается перегруженным наносами и усиленно аккумулирует. Последующее потепление, вызывая перемещение вертикальных климатических зон вверх, приводит к сокращению и, местами, к исчезновению пояса скал и осыпей. Количество поступающего в реки обломочного материала уменьшается, ОНП становится меньше единицы, и потоки врезаются в накопленный ранее аллювий.

Рост гор и одновременное похолодание климата расширяют по вертикали пояс скал и осыпей, вызывают оледенение. Это период усиленного накопления обломочного материала в долинах рек.

Потепление климата ослабляет деструктивный эффект роста гор. Так как в общем случае рост гор усиливает эрозию, а потепление климата в конечном счете сокращает поступление обломочного материала в реки, то надо полагать, что в этом случае чаще будет преобладать эрозия.

Рассмотренные выше возможные случаи взаимодействия климатического и текто-геоморфологического факторов с очевидностью показывают, что климатический фактор сам по себе является мощным регулятором деятельности горных рек.

Однако действие климатического фактора нельзя уподоблять действию фактора текто-геоморфологического.

Основное различие между тем и другим состоит в том, что только текто-геоморфологический фактор создает предпосылки для эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, перемещая участки литосферы по вертикали. Глубокое и сложное расчленение горно-эрозионного рельефа в конечном итоге обязано только ему.

Климатический фактор проявляет себя на фоне текто-геоморфологического, усиливая или ослабляя его.

Самостоятельность климатического фактора имеет узкие пределы; она выражается в способности на время приостановить речную эрозию и сменить ее аккумуляцией.

Считается, что аккумуляция наносов в русле реки происходит вследствие повышения общего базиса эрозии, причем величина этого повышения нередко оценивается мощностью русловых наносов. Этот взгляд ошибочен и приводит к неправильным палеогеографическим заключе-

ниям. Он исходит из неверной предпосылки, что новый продольный профиль реки должен быть точным подобием прежнего.

Нельзя отрицать, что повышение общего базиса эрозии оказывает известное влияние на работу речного потока, но оно довольно скромно и неоднозначно.

Повышение уровня бассейна, являющегося общим базисом эрозии, на n метров не предопределяет повышения русла рек, впадающих в этот бассейн, на ту же величину, путем аккумуляции наносов. В результате этого повышения прежде всего отмирает отрезок реки, расположенный ниже нового уровня бассейна. Затем река начинает перестраивать свой продольный профиль в соответствии с новым положением базиса эрозии.

Эта перестройка не обязательно сопровождается аккумуляцией наносов в русле с предварительным построением дельты. Напротив, может происходить и эрозия, т. е. в случае поднятия уровня бассейна впадающие в него реки чаще образуют эстуарии, чем дельту. Это зависит как от величины повышения уровня бассейна, так и от твердого стока рек.

Каков бы ни был характер работы реки, после повышения уровня бассейна и отмирания прежнего нижнего отрезка реки мы имеем дело, в сущности, с новой рекой, и ее продольный профиль не стремится стать подобным прежнему профилю.

Примерами рек с затопленной морем нижней частью течения являются Эльба, Рейн, Конго и др.

Многие горные реки имеют аккумулятивные террасы значительной мощности, что указывает на длительное и интенсивное накопление наносов в русле в прошлом. В большинстве случаев это накопление было связано, помимо общего, с повышением общего базиса эрозии, а другой причине.

Реки, аккумулярующие в устье, обладают замечательной способностью создавать собственный базис эрозии, надстраиваемый на общем базисе и до известной степени независимый от последнего. Таким собственным, или единичным, базисом эрозии является конус выноса.

Величина и мощность конуса выноса, а следовательно и высота его вершины над общим базисом эрозии, свои у каждой реки; поэтому имеется основание говорить о конусе выноса как о единичном базисе эрозии, т. е. присущем только данной реке. Единичный базис эрозии, очевидно, можно считать одной из разновидностей местного базиса эрозии.

Особенностью единичного базиса эрозии является его полнейшая зависимость от реки; он создается, изменяется и уничтожается ею.

Конус выноса может начать формироваться только при преобладании аккумулятивного процесса. Выше было выяснено, что этот процесс имеет место при определенных сочетаниях текто-геоморфологического и климатического факторов.

Рост конуса выноса в высоту сопровождается накоплением наносов в русле реки в направлении снизу вверх по течению. При достаточных длительности и интенсивности этого процесса в русле реки и в конусе выноса может накопиться мощная толща аллювия.

Изменения во взаимодействии текто-геоморфологического и климатического факторов могут привести к смене аккумуляции эрозией (т. е. ОНП вновь станет меньше единицы). Река врежется в свои наносы и в конечном счете приведет свой продольный профиль в соответствие с общим базисом эрозии без участия колебательных движений.

Понятие об ОНП помогает уточнить представление о работе реки после перехвата ею другой реки: в результате перехвата в реке-перехватчице эрозия, как будто, должна усиливаться вследствие увеличения стока. В действительности же усиление эрозии при перехвате является одним из возможных случаев. Характер работы реки ниже перехвата зависит от результирующей ОНП рек перехватчицы и перехваченной. Ниже приводится таблица возможных сочетаний ОНП обеих рек.

Река-перехватчица		Река перехваченная		Река после перехвата	
характер работы до перехвата	ОНП	характер работы до перехвата	ОНП	возможный характер работы	возможная ОНП
Эрозия	< 1	Эрозия Перенос Аккумуляция	< 1 1 > 1	Эрозия Эрозия Эрозия, перенос, аккумуляция	< 1 < 1 $< 1; 1; > 1$
Перенос	1	Эрозия Перенос Аккумуляция	< 1 1 > 1	Эрозия Перенос Аккумуляция	< 1 1 > 1
Аккумуляция	> 1	Эрозия Перенос Аккумуляция	< 1 1 > 1	Аккумуляция, перенос, эрозия Аккумуляция Аккумуляция	$> 1; 1; < 1$ > 1 > 1

Из таблицы видно, что число возможных случаев аккумуляции в результате перехвата равно числу возможных случаев эрозии.

Понятие ОНП помогает также расшифровать и механизм эрозии русла, сложенного напосами.

Уменьшение поступления в реку обломочного матерпала сказывается, прежде всего, в верховьях реки. Здесь поток, освобожденный от части груза и приобретший способность эродировать, начинает врезаться в ранее отложенные наносы. Этот процесс протекает следующим образом: струи потока подхватывают на своем пути частицы аллювия, постепенно нагружаясь при этом.

Когда ОНП достигает единицы (а это происходит на некотором расстоянии вниз по реке от некоторого начального пункта), поток больше не эродирует, а переносит. Последующие струи нагружаются наносами таким же образом и перемещают их вниз по реке. Происходит как бы промывка русла, продвигающаяся вниз по течению реки.

В реальном русле данный процесс протекает весьма сложно, но сводится к приведенной схеме. Этот вид эрозии, обратный регрессивной или пятающейся эрозии, можно назвать поступательной эрозией, которую можно рассматривать как один из случаев волнового перемещения напосов (Великанов, 1946, стр. 315).

Террасы, обязанные климатическому фактору, или, кратко, — климатические террасы, пользуются, повидимому, значительным распростра-

нением. Вообще говоря, можно подозревать, что всякая аккумулятивная терраса является климатической, если нет доказательств противоположного.

Для иллюстрации высказанных положений ниже приводятся несколько примеров.

Река Тертер, правобережный приток Куры, выходя из гор на равнину, врежется в свой древний конус выноса на глубину около 200 м. Этой же цифрой определяется и максимальная мощность конуса выноса, т. к. река начала врезаться в коренные породы.

Если допустить, что накопление р. Тертер столь мощного конуса выноса и последующий врез в него произошли вследствие вертикальных движений данного участка Малого Кавказа, то следует ожидать, что не только Тертер, но и другие реки в равной мере отразят эти движения.

Однако этого не наблюдается. Река Хачин-чай, расположенная в 30 км южнее р. Тертер, врезалась в свой древний конус выноса не более чем на 20 м; при этом абсолютные отметки русел обеих рек у выхода их из гор одинаковы. Последнее обстоятельство говорит о том, что обе реки приспособились к местному базису эрозии, каким является Карабахская степь. Отсюда следует, что реки должны были врезаться на одинаковую глубину, если бы этот врез был обязан поднятию горной области, но т. к. это в действительности не наблюдается, то приходится отвергнуть это предположение.

Попытка объяснения этих фактов сперва повышением, а затем понижением базиса эрозии одинаково не состоятельна. Влияние климатического фактора объясняет все это просто и естественно.

Из сравнения некоторых характеристик обеих рек следует, что:

- 1) р. Тертер берет начало на высотах значительно больших, чем р. Хачин-чай; ее бассейн в частности захватывает южный склон Муровдага;
- 2) сток Тертера в несколько раз больше стока Хачин-чая.

В ледниковое время Муровдаг подвергался незначительному оледенению; зона скал и осей в бассейне р. Тертер имела большую ширину по вертикали. В реку поступало огромное количество обломочного материала, превышающее ее транспортирующую способность. В результате образовался мощный и обширный конус выноса. В послеледниковое время, когда вследствие потепления климата зона скал и осей сократилась, поступление обломочного материала в реку уменьшилось и она получила возможность эродировать.

Все эти явления в описываемый период на Хачин-чае протекали во много раз слабее, т. е. оледенений в его бассейне не было; зона скал и осей была несравненно меньше, чем в бассейне Тертера. Эти причины и относительно малый сток привели к тому, что Хачин-чай построил конус выноса ничтожных размеров по сравнению с Тертерским.

Из рассмотренного примера вытекает следующее следствие.

Известно, что поверхности конусов выноса продолжают в долины рек в виде террас. Вследствие разной мощности разновозрастных конусов выноса, а отсюда и последующей неодинаковой глубины вреза рек в аллювий, высота разновозрастных террас даже в соседних реках может резко различаться. Поэтому допущение, что в разных реках террасы одинаковой высоты являются разновозрастными, может иногда привести к ошибочным выводам. Аккумулятивные террасы в долинах разных рек можно сопоставлять в том случае, если площади бассейнов и величины рек сравнимы и если физико-географические условия бассейнов этих рек

как в настоящем, так и в прошлом, отвечающем возрасту террас, близки.

Реки южного склона Большого Кавказа, выходящие в Алазань-Агричайскую долину, образуют сплошную фестончатую кайму из конусов выноса вдоль подножья хребта.

Высота этих конусов над междуконусными ложбинами достигает 170—200 м, разность между вершиной конуса и его краем 350—400 м, радиус окружности конуса 10—12—15 км. Многие передовые холмы занесены отложениями конусов.

Ширина речных долин в устье нередко достигает 2—3 км; они быстро сужаются вверх по течению и через 4—6 км принимают воды обычных горных ущелий. Эти конусы выноса являются примерами единичных базисов эрозии, а расширенные участки долины указывают, как далеко вверх по реке распространилась регрессивная аккумуляция.

Таким образом, южный склон Большого Кавказа на рассматриваемом участке дает пример, казалось бы, парадоксального сочетания роста хребта с аккумуляцией в речных долинах. Это объясняется наличием широкой зоны скал и осыпей, что обусловлено значительной высотой хребта, а также особенностями литологического состава пород этой зоны, представляющего преимущественно нижне- и среднеюрскими сланцами, легко поддающимися морозному выветриванию.

В областях средних и низких гор, лишенных зоны скал и осыпей, работа соседних рек в один и тот же момент может быть неоднородна.

Рассмотрим, например, два соседних левобережных притока Аракса: Кенделан-чай и Куру-чай. Обе реки берут начало на северо-восточных склонах Карабахского хребта. Около г. Карягино они так приближаются друг к другу, что расстояние между ними не превышает 300—350 м. Но в то время как Кенделан-чай течет в долине глубиной до 25 м, русло Куру-чай доверху загромождено галечником и берега реки поднимаются над поймой едва на 1,5—2 м. Все признаки указывают на то, что Кенделан-чай эродирован, а Куру-чай аккумулирует. В среднем и верхнем течении Кенделан-чай течет в широкой, террасированной долине, а Куру-чай в узком скалистом ущелье. Обладая примерно одинаковым стоком, эти реки несут резко различную нагрузку. Куру-чай перегружен наносами и аккумулирует, Кенделан-чай недогружен и имеет возможность эродировать.

Совершенно аналогична пара правобережных притоков Куры — Дзегам-чай и Ахпиджа-чай, расположенных на расстоянии 15 км друг от друга и берущих начало на восточном склоне Шахдагского хребта. Дзегам-чай на всем своем протяжении — в глубоком скалистом ущелье. Выходя из гор на равнину, он загромождает русло массами галечника и берега поднимаются над поймой на 2—3 м.

Ахпиджа-чай, подобно Кенделан-чаю, течет в широкой долине с низкими террасированными берегами и, подобно ему, выходя на равнину, врезается на глубину около 50 м.

В обоих разобранных выше случаях бассейны рек расположены в области средних и низких гор. Обнаженность пород здесь невелика и изменяется в зависимости от многих факторов, среди которых наиболее важными являются литологический состав пород субстрата рельефа, унаследованный рельеф, количество выпадающих осадков, экспозиция склонов, характер и распределение растительного покрова. Твердый сток рек, в общем, пропорционален обнаженности.

Разная степень обнаженности определяет разный характер работы рек. Это является своеобразной чертой рек средних и низких гор.

Все приведенные выше примеры красноречиво свидетельствуют о том, что понятие ОНП является действенным средством анализа геоморфологии речных долин.

Литература

Белоусов В. В. Основы геотектоники. 1948. — Великанов М. А. Динамика русловых потоков. 1946.

1952 . ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК . I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

Г. А. МАКСИМОВИЧ

ГЕОГРАФИЯ КАРСТА В ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОДАХ

В поверхностной части земной коры деятельность воды обуславливает появление рельефа, называемого карстовым. Первоначально карстовые явления связывали, главным образом, с известняками и доломитами. Затем они были установлены в гипсах, ангидридах и каменной соли, а также в льде глетчеров, айсбергов и мерзлых группах. В последнее время карстовыми стали называть явления, происходящие под влиянием воздействия воды на конгломераты с гипсовым или известковым цементом, песчанники с известковым или гипсовым цементом, лёссы, лёссовидные суглинки и им подобные образования, глины, содержащие растворимые вещества, вулканический пепел и другие горные породы.

Отечественным исследователям принадлежит заслуга выделения карста в кlastических горных породах. Степные блудца были давно помечены русскими почвоведом и геологом. Они указываются в работах И. Леваковского (1867), Д. Л. Иванова (1887), В. В. Докучаева (1883, 1892а и 1892б), П. А. Тутковского (1899, 1910) и др. Л. С. Берг еще в 1908 г. описал своеобразные карстовые явления в лёссах и лёссовидных глинах. Это явление он отмечает и в последующих своих работах (1916—1947).

В настоящее время о просадках и других карстовых явлениях в лёссах и лёссовидных суглинках имеется обширная литература. Необходимо отметить работы М. М. Решеткина (1929), Ф. П. Саваренского (1931), Г. А. Максимовича (1941, 1948а) и ряда других авторов.

Интерес к карсту в лёссах и лёссовидных суглинках особенно усилился, когда при ирригационных и строительных работах выяснилось отрицательное влияние просадок на всевозможные такого рода инженерные сооружения.

Происхождению деформаций в лёссовидных породах посвящены работы различных авторов, а также специальные сборники. Глиняный карст был установлен А. Д. Напкин в 1916 г., а затем изучался И. С. Щукиным (1928, 1933), Ф. П. Саваренским (1931) и другими авторами.

Карст в конгломератах был описан Л. И. Маруашвили (1947). Карст в вулканическом материале был установлен В. И. Влодавцем (1944).

Образование карстовых форм обусловлено растворяющим и механическим воздействием воды на породу и может сопровождаться оседанием или обрушением под влиянием силы тяжести. Химическая и механическая

суффозия проявляется в разной степени в зависимости от происхождения горных пород.

Карстующиеся породы относятся, главным образом, к четырем основным типам осадочных пород:

1. Химические и органические осадочные породы [пегматолиты (Пустовалов, 1940)]: известняки, мел, доломиты, доломитизированные известняки, гипсы, ангидриты, каменная соль, спльвинит и другие. К этому типу относятся и метаморфизированные известняки — мраморы.

2. Кластические горные породы: продукты вулканических извержений (главным образом вулканический пепел), конгломераты, песчаники, лёссы, глины.

3. Смешанные химические и кластические осадочные горные породы. Сюда относятся известняки, обогащенные вулканическим или песчаным материалом.

4. Льды и ледяные породы, представляющие твердую фазу воды. Автор считает необходимым выделить их из пегматолитов (Пустовалов, 1940), т. к. отнесение снега к продуктам химической дифференциации не правильно. Вечная мерзлота и снег — это фазовые образования воды, обусловленные температурой при давлениях, имеющих на поверхности. Третья разность криосферы (Максимович, 1946а) — морские, речные, озерные гидрогенные льды — также не пегматолиты.

Карстовыми явлениями называют процесс разрушения горных пород первого типа, который характеризуется, главным образом, растворением при малой роли механического воздействия воды. При этом преобладает вынос материала в растворенном виде. При наличии примеси кластического материала химическая денудация может сопровождаться механической.

Химическая и механическая суффозия при известных условиях сочетаются с оседанием и обрушением.

Явления в кластических горных породах (второй тип) автор предложил называть кластокарстом (Максимович, 1947б, 1948б).

Кластокарстовые явления характеризуются преобладанием механической денудации. Меньшую роль играет химическая денудация, выражающаяся, в зависимости от породы, в растворении цемента, включений солей или в разбавлении растворов. Оседание и обрушение здесь также имеют место.

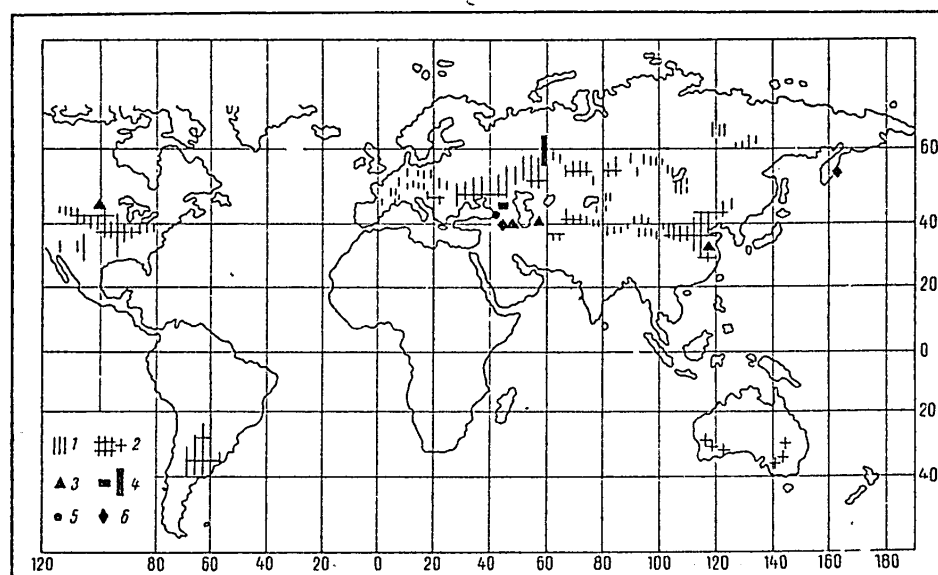
Термокарст свойствен горным породам четвертого типа и проявляется в ледниках и вечной мерзлоте несколько по-разному. Большое сходство с собственно карстом имеют явления в ледниках, где вода просачивается по трещинам и образует пустоты во льду за счет термического (и механического) воздействия.

Таким образом, каждый тип горных пород характеризуется своеобразной разностью карста. Собственно карст приурочен к породам первого типа, кластокарст — к породам второго и термокарст — четвертого типов. Что же касается горных пород третьего типа, то здесь будет иметь место процесс переходный между собственно карстом и кластокарстом, и, в зависимости от количества включенного кластического материала, будем иметь явления, близкие то к собственно карсту, то к кластокарсту.

Рассмотрим географию кластокарста.

В лесостепной и степной зонах, а также в зоне, переходной от степей к пустыням, широко развиты степные блюдца. Эти просадочные явления

объясняли вначале пиллювными процессами. Особенно ярко просадки выражены в лёссах и лёссовидных суглинках. Изучение их в связи с промышленным и гидротехническим строительством показало, что здесь имеет место процесс, подобный карстовому. Поступающая с поверхности атмосферная вода разбавляет почвенно-грунтовые растворы. Трение между частицами высокопористых пород уменьшается, и происходит просадка. Аналогия с карстовым процессом состоит в том, что растворяется не твердая порода, а ее раствор — происходит разбавление его. Подземные воды здесь действуют в кластолите. Размеры пор уменьшаются, и, подобно карсту, процесс сопровождается просадкой.



Карст кластолитов.

1 — лёссы и лёссовидные суглинки; 2 — просадки в лёссах и лёссовидных породах и другие кластокарстовые явления; 3 — карст в глинах и рельеф «дурных земель»; 4 — карст песчаников; 5 — карст конгломератов; 6 — карст пирокластического материала.

Все три стороны карстового процесса — химическая и механическая денудация и перемещение под влиянием силы тяжести — здесь имеют место.

Сходство с карстовым процессом усиливается еще тем, что почвенно-грунтовые растворы относятся к трем основным гидрохимическим фациям (Максимович, 1943—1945, 1946б—1947б): гидрокарбонатно-кальциевой, сульфатно-кальциевой и хлоридно-натривой. Кластокарст алевролитов (лёссов и лёссовидных суглинков) характеризуется разбавлением известкового, гипсового и соляного растворов подобно растворению известняков, гипсов и солей в обычном карсте. Подземные воды здесь растворяют (разбавляют) воды состава, аналогичного типичным карстующимся породам. При этом интенсивность кластокарстовых процессов зависит от концентрации растворов. В лёссовидных суглинках, встречающихся в экстрагляциальной области Евразии (Максимович, 1941—1948), при $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ гидрохимической фации раствора наблюдаются только эмбриональные формы карста — блюдца. В засушливых областях

с $\text{SO}_4\text{—Ca}$ гидрохимической фацией растворов известны карстовые колодцы, овраги, мосты и другие формы кластокарста алевроитов (Решеткин, 1929). Вероятно и наличие средн растворов Cl—Na гидрохимической фации. Интенсивность кластокарста зависит от концентрации разбавляемого раствора. Карстообразование в гипсах и, тем более, в солях происходит интенсивнее, чем в известняках.

Кластокарст алевролитов широко развит в Венгрии, Румынии, на Украине, на Сев. Кавказе, в Закавказье, Сибири, Ср. Азии, Китае, в степях Сев. Америки, в пампасах Южн. Америки и в австралийских сухих низменностях. Площадь, где развит карст алевролитов, составляет до 30 млн км^2 .

Кластокарст конгломератов с растворимым цементом развит менее широко. Цементом конгломерата являются обычно кальцит или гипс с различной примесью глинистого и песчаного материала. Растворение цемента, сопровождающееся выносом галечника, гравия и песчано-глинистого материала, обуславливает образование пещер с террасами, а также воронок и провалов.

Кластокарст конгломератов известен в зап. Грузии — Абхазия, Мегрелия (Маруашвили, 1947).

Несколько шире распространён кластокарст песчаников. Как и в конгломератах, здесь растворяется известковый или гипсовый цемент и выносятся песчаные частицы.

Кластокарст описан в артинских песчаниках с гипсовым цементом в зап. Приуралья, на Сев. Кавказе в западной области куэст для нижнемеловых и лейасовых песчаников с известковым (и гипсовым) цементом.

Кластокарст глини описан для глини и других кластических образований под названием рельефа бедленд. Его называют также глинистым или глиняным карстом. Он образуется в условиях аридного и семп-аридного климатов. Вынос растворимых солей здесь играет уже небольшую роль. Преобладают механическая денудация и провальные явления, сопровождающиеся образованием воронок, слепых оврагов, пещер и других форм.

Кластокарст глини описан на Сев. Кавказе (р. Чегем), в вост. Закавказье (р. Кура), в Ср. Азии (Балханы, Копет-даг) и в Сев. Америке (Южн. Дакота, Набраска) (Нацкий, 1916; Щукпп, 1928, 1933).

Малое распространение имеет кластокарст широкластического материала. Он описан для туфогенных палеогеновых отложений Армении — Даралагез (Щукпп, 1933) и рыхлого вулканического материала Ключевского вулкана на Камчатке (поноры) (Влодавец, 1944).

Сопоставляя распространение кластокарста, мы видим зависимость его развития от современных климатических условий. Это имеет место для алевролитов, приуроченных к степной зоне и глини, а также других образований, дающих рельеф бедленд, свойственный аридному и семп-аридному климатам.

Кластокарст конгломератов и песчаников, а также современного широкластического материала, по имеющимся в настоящее время данным, не зависит от климатических условий.

Различна и гидрогеология разных типов кластокарста. Карст алевролитов и глини вследствие безводности областей их развития и сравнительно малой мощности толщ не имеет постоянных подземных потоков. Кластокарст конгломератов характеризуется довольно значительными подземными реками.

Литература

- Б е р г Л. С. Аральское море. Изв. Туркест. отд. РГО, т. 5, вып. IX, 1915, стр. 144. — Б е р г Л. С. О происхождении лёсса. Изв. Русск. геогр. общ., т. 52, 1916, стр. 579—646. — Б е р г Л. С. О происхождении лёсса. Климат и жизнь, 1922, стр. 69—110. — Б е р г Л. С. Фауна лёсса. Тр. Инст. геогр., вып. 37 (Пробл. палеогеогр. четвертичн. периода), 1941, стр. 225—240. — Б е р г Л. С. Справка по истории лёссового вопроса. Почвовед., 1946, № 3, стр. 164. — Б е р г Л. С. Географические зоны Советского Союза. 1947а, стр. 5—387. — Б е р г Л. С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования. Климат и жизнь, 1947б, стр. 156—307. — Б о н д а р ч у к В. Г. О физико-географических условиях образования лёсса и гумусовых горизонтов юга СССР. Тр. Инст. геогр., вып. 37 (Пробл. палеогеогр. четвертичн. периода), 1946, стр. 195—206. — В л о д а в е ц В. И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5, стр. 137—147. — Г е р а с и м о в П. П. О генетических типах микрорельефа. Изв. Гос. Геогр. общ., т. 66, вып. 3, 1934, стр. 348—350. — Г е р а с и м о в П. П. Дискуссия в американском журнале о происхождении лёсса. Почвовед., 1948, № 1, стр. 73—74. — Г е р а с и м о в П. П., М а р к о в К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. геогр., вып. 33, 1939, стр. 380—382. — Г л и н к а К. Д. Почвоведение, 1931, стр. 460, 553. — Д е р я г и н Б. В. О зависимости красного угла от микрорельефа или шероховатости смачиваемой поверхности. ДАН СССР, т. 51, 1946, № 5, стр. 357—360. — Д и м о Н. А., К е л л е р Б. А. В области полупустыни. 1907. — Д и м о Н. А. Роль и значение термитов в жизни почв и грунтов Туркестана, 1916. Русский почвовед, 1916, № 7—10. — Д о к у ч а е в В. В. Русский чернозем. 1883, стр. 86—87. — Д о к у ч а е в В. В. Наши степи прежде и теперь. 1892а, стр. 128. — Д о к у ч а е в В. В. Устройство поверхности и воды наших степей. Правит. вестн., 1892б, №№ 54 и 55, стр. 1—10. — З а х а р о в С. А. Курс почвоведения. 1931, стр. 299—300, 350. — И в а н о в Д. Л. Исследования в Ставропольской губернии в 1887 г. Горн. журн., т. II, 1887, стр. 454—475. — И г н а т ь е в О. Отчего мелеют реки. Русск. вестн., 1885, № 1, стр. 204—242. — И л ь и н Р. С. Происхождение лёсса в свете учения о зонах природы. Почвовед., 1935, № 1. — К р а с н о в А. Н. Травянистые степи Северного полушария. Тр. Геогр. отд. Моск. общ. любит. ест., антропол. и этногр., т. 21, вып. 1, 1894, стр. 1—294. — Л а р и н И. В. Растительность, почвы и сельскохозяйственная оценка Чилинских разливов. 1937. — Л е в а к о в с к и й И. О современных геологических явлениях в южной России, произведенных действием воды. Журн. Мин. нар. пр., ч. 133, 1867, стр. 270. — М а к с и м о в и ч Г. А. Происхождение аккумулятивного комплекса речных террас. ДАН СССР, т. 30, 1941, № 6, стр. 515—518. — М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации речных вод и их зональность. ДАН СССР, т. 37, 1942, № 5—6, стр. 211; Изв. Всесоюзн. Геогр. общ., т. 75, вып. 1, 1943а, стр. 38. — М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации поверхностных геосфер. ДАН СССР, т. 39, 1943б, № 8, стр. 359. — М а к с и м о в и ч Г. А. К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратосферы. ДАН СССР, т. 45, 1944, № 6, стр. 268. — М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации вод озер (и морей). Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 8, 1944, № 4, стр. 212; ДАН СССР, т. 47, 1945, № 8, стр. 582. — М а к с и м о в и ч Г. А. Пористость криосферы. ДАН СССР, т. 51, 1946а, № 2, стр. 115. — М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации речных вод Молотовской области. Докл. научн. конф. Молот. ун-в., № 1, 1946б, стр. 12. — М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность. ДАН СССР, т. 56, 1947а, № 6, стр. 625—628. — М а к с и м о в и ч Г. А. Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны. ДАН СССР, т. 58, 1947б, № 5, стр. 831—834. — М а к с и м о в и ч Г. А. Типы карстовых явлений. Тез. докл. Молот. карстов. конф., 1947в, стр. 6. — М а к с и м о в и ч Г. А. Задачи карстовой конференции. Карстовед., 1948а, № 1, стр. 5—10. — М а к с и м о в и ч Г. А. Происхождение отложений 1-й террасы р. Мулянки. Уч. зап. Молот. ун-в., т. IV, вып. 4, 1948б, стр. 23—53. — М а р у а ш в и л и Л. И. Карстовые явления в неогеновом конгломерате центральной Мегрелии (западная Грузия), геоморфологическая характеристика криптокарста. Тез. Молот. карстов. конф., 1947, стр. 1—3. — М е ш к о в А. Р. Западные леса лесостепи как зональное явление. Тез. докл. на научн. конф. геогр. факульт., 1947, январь, Воронеж, стр. 8—9. — М о с к в и т и н А. И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири. Тр. Инст. геол. наук, вып. 14, сер. геол., 4, 1940, стр. 1—82. — Н а ц к и й А. Д. Геологический очерк Малого Балхана по исследованиям в 1914 и 1916 гг. Мат. по общ. и прикладн. геол., вып. 4, 1916, стр. 17—24. — Н е у с т р у е в С. С. Элементы географии почв, гл. II, § 7. Сельхозгиз, 1930. — О т о ц к и й П. В. Орогидрографи-

ческий очерк Полтавской губернии. Мат. для оценки земель Полтавск. губ., Естеств.-истор. ч., вып. 16, 1894, стр. 23—25. — Попов Т. И. Происхождение и развитие основных кустов в пределах Воронежской губ. (Геоботанический очерк). Тр. Докуч. почв. комит., вып. 2, 1914, стр. 22. — Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. II, 1940. — Пясовский Б. В. Лёсс как глубокопочвенное образование. Почвовед., 1946, № 11, стр. 686—696. — Решеткин М. О карстовых явлениях в лёссах. Вестн. ирриг., 1929, № 10, стр. 92—96. — Саваренский Ф. П. Инженерная геол., 1931, стр. 118, 149. — Сибирцев Н. М. Почвовед., вып. 1, 1900, стр. 69. — Соколовский А. Н. Роль почвенных процессов в генезисе лёсса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 6, стр. 125—142. — Сулов С. П. Западная Сибирь, 1947, стр. 8—169. — Тапфильев Г. Пределы лёссов на юге России. 1894, стр. 109—110. — Тапфильев Г. Болота и торфяники Полесья. 1895, стр. 20. — Тапфильев Г. И. География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий в пределах России 1914 года, ч. II, вып. 1 (Рельеф Европейской России и Кавказа). Одесса, 1922. — Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса. Землевед., кн. I—II, 1899, стр. 213—311. — Тутковский П. А. Ископаемые пустыни северного полушария. (Приложение к «Землеведению» за 1909 г.). 1910, стр. 140—150. — Штромберг. Степные блюдца в киргизских степях. Лесной журнал, 1894, № 1. — Щукин И. С. Исследования в Центральном Кавказе летом 1927 г. Землевед., т. 30, вып. 3, 1928. — Щукин И. С. Общая морфология суши, т. I, 1933, стр. 190—191. — Щукин И. С. Общая морфология суши, т. II, 1938, стр. 118—122. — Эберзип А. Г. О неогеновых конгломератах правобережья р. Бзыбь (Абхазии) и их фауна. ДАН СССР, т. 56, 1947, стр. 411—413.

Н. А. ГВОЗДЕЦКИЙ

О ПРАКТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

За последние годы все более и более выясняется чрезвычайно широкое распространение карстовых явлений на территории Советского Союза. Крупные области развития карста и мелкие разобщенные карстовые районы встречаются почти на всем пространстве Европейской части СССР. Карстовые явления широко распространены в Крыму, на Кавказе, на Урале. Они отмечены для многих районов Сибири, описаны в пустынных районах и в горах Средней Азии. Небезынтересно поэтому осветить вопрос, каково практическое значение карстовых явлений.

Отметим, прежде всего, значение карста в гидрогеологии и подчеркнем необходимость изучения карстовых форм рельефа при решении вопросов, связанных с водоснабжением населенных пунктов в карстовых районах. Выяснение генезиса вод, закономерностей в режиме источников, установление мер борьбы с передком в карстовых районах периодическим помутнением источников невозможно без всестороннего геоморфологического изучения карста. Необходимость ряда санитарных мероприятий в областях питания карстовых вод, на чем так энергично настаивали А. С. Козменко (1931, стр. 9—10), Э. Мартель (Martel, 1908, 1921) и др., диктуется самыми элементарными сведениями из области гидрологии карста.

В общем, в гидрогеологическом отношении карст может являться и положительным, и отрицательным фактором. Освоение многих карстовых районов, например возвышенных известняковых плато, сильно затрудняется их безводием, но «... вода, уходящая с поверхности известнякового нагорья, является благодетельной для его окрестности, и подножие пустынных карстовых высот окружено кольцом обильных источниками культурных оазисов и богатых поселений» (Филиппсон, 1914).

В Кизеловском каменноугольном районе на Урале циркуляция «карстовых» вод причиняет, как мы увидим ниже, огромные трудности при разработке угольных месторождений; и вместе с тем она является весьма полезной для целей водоснабжения городов и поселков.

Зависимость от карстовых явлений режима минеральных источников (Минераловодский и Сочи́нский курортные районы Кавказа) — дополнительный штрих к гидрогеологической характеристике карста.

Гидрогеологическим значением иногда определяется глубокое влияние карста на физико-географический ландшафт в целом. Например А. С. Козменко (1909, 1931) для одного из районов лесостепной зоны (в Орловской области) показал большое положительное значение карстовых форм в питании верхнедевонского водоносного горизонта, имеющего исключительное значение как источник питания рек района. Кроме того, А. С. Козменко показывает роль карста как фактора, умеряющего поверхностный сток воды в балках и их размыв, что, однако, еще стоит в связи с лесной растительностью.

Сведение леса по балкам приводит к нарушению режима стока, размыву поверхности, заилению воронок и способствует потере воды из района за счет поверхностного стока. На этом примере мы видим, следовательно, и важность учета карстовых явлений при проведении лесозащитных мероприятий.

Хорошо известно, что в горных карстовых районах хищническое сведение лесов, при известном климатическом режиме, приводило к превращению участков с роскошной древесной растительностью в голые каменистые пустыни (крымские яйлы, по мнению многих исследователей, карстовые нагорья восточного Средиземья; Крубен, 1915; Воейков, 1894; Геттнер, 1925).

Огромное влияние карста на сельское хозяйство многих районов неоспоримо. Площади развития так называемого «голового карста» в лучшем случае могут служить лишь как пастбища. Однако здесь, среди голых бесплодных пустынь, встречаются весьма плодородные участки, приуроченные при этом к отдельным карстовым формам (плодородные днища полей балканских стран). В районах «покрытого карста» карстовые воронки могут играть большую роль в процессе эрозии почв как пункты, к которым устремляются водные струи, производящие эрозионное действие, и как пункты поглощения смытых питательных частиц почвы, к тому же они могут представлять механическое препятствие при распашке земель.

Животноводство в карстовых районах затруднено безводием пастбищных плато. Но, наоборот, в других случаях положительным моментом является именно дренаж платообразных поверхностей посредством карстовых форм, так как иначе эти поверхности могли быть заняты верховыми болотами и как сельскохозяйственные угодья представлять еще меньшую ценность. Последнее обстоятельство заставляет признать, что для сельского хозяйства наличие карста в районе отнюдь не всегда является отрицательным фактором. Все зависит от физико-географической обстановки, в которой развивается карст.

Наличие карстовых явлений создает часто очень большие трудности при выполнении различных технических мероприятий. Особенно большие неприятности приносят карсты в гидротехническом строительстве. Здесь опасность представляет как раз дренирующая способность карста. Она, прежде всего, может привести к утечке воды из водохранилища.

Интересующего нас вопроса касается Ф. П. Саваренский. «Особые опасения за работу водохранилища, — пишет он, — вызывают районы с развитым карстом». Однако «наличие карста на площади водохранилища еще не является показателем невозможности его создания. Решение вопроса о поведении будущего водохранилища в данном случае может быть получено лишь на основании гидрогеологической съемки района и изучения режима карстовых вод» (Саваренский, 1939).

Из мировой практики строительства плотин известно много случаев фильтрации воды из водохранилищ, сооруженных в трещиноватых карстующихся известняках.

Ряд ярких примеров фильтрации воды в известняки мы находим в книге французского геолога М. Люжон (1936). Такие примеры, как водохранилище грандиозной арочной плотины Монте-Хаке,¹ емкостью выс. 72 м, и водохранилище маленькой плотины Сен-Гильельм ле-Дезер,² по дну которых можно разгуливать, не замочив ног, — вот красноречивый результат недоучета геологических условий при сооружении плотин и водохранилищ.

К. Терцаги (1935) также говорит о случаях утечки воды в известняки из водохранилищ.

Карстовые процессы могут также привести и к разрушению самой плотины (Гельфер, 1936, стр. 39, 82, 135, 145, 146). Карстовые явления, вызывавшие провал над пустотами под действием нагрузки сооружения, были причиной разрушения американской плотины Аустин в Техасе (Гельфер, 1936, стр. 199).

Растворение прослоев гипса из конгломератов западной части основания плотины Сент-Фрэнсис в Калифорнии, вызвавшее фильтрацию, явилось одной из причин (как будто основной, первоначальной) грандиознейшей катастрофы (Гельфер, 1936, стр. 189, 191), сопровождавшейся многочисленными человеческими жертвами.

В практике гидротехнического строительства на нашей территории известен целый ряд случаев, когда приходилось сталкиваться с сильной трещиноватостью известняков и карста.

Наличие карста явилось серьезным осложнением при проектировании некоторых гидроэлектростанций на Кавказе, в Сибири. Наконец, карст в отдельных случаях затруднил разрешение проблемы энергетического строительства на Урале.

Вопросы гидротехнического строительства в условиях карста широко освещались на Молотовской карстовой конференции в 1947 г. Этим вопросам были посвящены, в частности, интересные доклады А. Ф. Якушовой (1948) и Д. С. Соколова, показывающие, что в советском карстоведении выкристаллизовались совершенно иные взгляды, чем те, которые известны из зарубежной литературы, в частности, из переведенной на русский язык книги французского геолога М. Люжон (1936, стр. 16).

При строительстве зданий и других тяжелых сооружений в карстовых районах необходимы специальные исследования карста. На основании их должен производиться выбор строительных площадок. «Явно выраженный карст... внушает вполне обоснованные опасения в отношении устойчивости сооружений» (Саваренский, 1939, стр. 141). Особо неприятным, с инженерно-геологической точки зрения, является карст, развивающийся в гипсах.

Чрезвычайно серьезными должны быть исследования карстовых явлений при проведении железных дорог в областях развития карста. Известен целый ряд случаев, когда недоучет этих явлений приводил к плачевным результатам. В свое время в самарском Заволжье из-за карста и оползней пришлось перенести на другое место значительный участок

¹ Monte Jacque, Испания.

² Saint-Guilhelm le Desert, Франция.

железнодорожного полотна, причем на оставленном участке были брошены 2 железнодорожных моста и станция.¹

Весьма поучителен пример «Уфимского косогора» (Иванов, 1899). Здесь возникновение провальных воронок создавало угрозу разрушения полотна, катастроф и вызывало частые работы по ремонту пути. Через зону карстующихся кунгурских (Р₁) отложений (известняки, доломиты, гипсы) Предуралья проходит линия Казань—Свердловск. Работавшим здесь с сотрудниками А. А. Черновым в 1913 г. на одном из участков проектированной линии была установлена 14-верстная полоса провалов, угрожающих устойчивости полотна (Чернов и Швецов, 1915). Через карстующиеся кунгурские же осадки проходит и линия Молотов—Свердловск, как раз в районе гор. Кунгура. Наличие здесь большого количества воронок и провалов в гипсе и гипсоносных известняках вызвало серьезные осложнения при проектировании линии (Штукенберг, 1911).

Интересный пример прохождения железной дороги через район карстующихся пород дает территория Западной Украины. Здесь в меловых породах [мергелях, по Михальскому (1901), по Тутковскому (1911) — в пишущем мелу] возникали провалы на линии Вильно—Ровно севернее станции Любомирской, причинившие управлению бывшей Полесских ж. д. много хлопот. «Из предосторожности пришлось уменьшить на этом протяжении скорость движения всех поездов (даже «скороходов») до 5 верст в час, значительно усилить дорожный надзор, местами проводить под шпалы продольные лежни и т. п.» (Тутковский, 1911, стр. 5).

Большие неожиданности дает иногда карст при устройстве различных тоннелей (Саваренский, 1939, стр. 146—148).

Очень интересен вопрос о значении карста для горнодобывающей промышленности. Иногда карстовые явления осложняют разработку полезных ископаемых, залегающих под слоями карстующихся пород. Совершенно классические в этом отношении примеры дает Кизеловское угольное месторождение, где приходится разрабатывать пласты угленосной толщи, залегающие под закарстованными известняками и доломитами. Карстовые явления здесь представляли серьезные затруднения при разведочном бурении, капитальном шахтном строительстве, добыче угля и при возведении разного рода подсобных инженерно-технических сооружений.

Приток вод из водоносных карстовых горизонтов не только затруднял капитальное шахтное строительство, но ставил под угрозу и безопасность эксплуатационных работ (возможность прорыва вод).

Неудивительно, что карстовые явления в Кизеловском каменноугольном районе и вопросы практики горного дела в связи с карстом этого района получили широкое литературное освещение (Головцин, 1935; Шевяков, 1948).

В постановлениях 1-й Карстовой конференции при тресте Кизелуголь говорится о необходимости учреждения постоянной карстовой комиссии при Главугле.

В 1934 г. была организована Уральская научно-исследовательская карстовая станция, состоявшая сначала в ведении Уральского научно-исследовательского геолого-разведочного института, а затем Уралгеомина. Свою работу станция начала с разрешения теоретических и часто практических проблем карста Кизеловского района.

¹ По сообщению проф. А. Н. Мазаровича.

Тяжелые уроки первых опытов горных работ в Кпзеловском камен-
ноугольном районе сыграли большую положительную роль в смысле
повышения интереса к вопросу изучения карста в нашей стране, кото-
рое имеет, как мы убеждаемся все больше и больше, громадное практи-
ческое значение и в смысле разработки новой методики исследования
карстовых явлений.

Имеются месторождения различных полезных ископаемых, связанные
с карстом генетически. Следовательно, в горном деле карст бывает не
только отрицательным фактором, но зачастую и положительным.

В карстовых пещерах встречаются различные руды и другие минералы,
причем иногда в таких количествах, что приходится говорить о место-
рождениях полезных ископаемых, имеющих большое промышленное
значение.

Иногда образование месторождений имеет лишь косвенную связь с раз-
витием карстовых полостей. Эта связь была ясно обрисована еще Мар-
телем (Martel, 1896). Связующим звеном является трещиноватость. Совер-
шенно правильно заметил Мартель, что естественные трещины породы
направляли как денудирующую работу подземных вод, так и распро-
странение древних металлических эманаций. Поэтому пещеры, разви-
вающиеся обычно в участках с наиболее ясно выраженной трещинова-
тостью, встречаются нередко на своем пути металлические жилы. Пре-
красный пример такого рода связи дают описанные самим Мартелем
пещеры Пика (Дербишайра), прорезающие ряд свинцовых жил (Mar-
tel, 1896).

В других случаях образование месторождений имеет более тесную
связь с карстом. Руды и другие минералы могут выполнять древние кар-
стовые пустоты, возникшие до аккумуляции ископаемого. Так как на зна-
нии современных процессов карста основывается и понимание располо-
жения древних («ископаемых») карстовых полостей, то в этом случае
теория карста является руководящей при разведке полезного ископае-
мого.

Мартель (Martel, 1896) приводит целый ряд интересных примеров
нахождения в карстовых пещерах различных стран мира полезных иско-
паемых: свинцовых и свинцово-серебряных руд, железных руд, марганца
и фосфатов.

А. Е. Ферсман указывает, по литературным данным, на ряд место-
рождений, заполняющих карстовые пустоты.

Отметим здесь находящееся в тесной связи с карстом месторождение
цветных металлов Отави в зап. Африке (медь, свинец, цинк и др.). Рядом
с месторождениями, отмеченными Ферсманом, повидимому, должны быть
поставлены месторождения цинковых руд окрестностей г. Джошлин, на
границе штатов Миссури и Канзас (США). Это, кстати сказать, наиболее
значительные из месторождений цинковых руд. «Руды залегают здесь
в карстовых пустотах (воронках выщелачивания) известняка...» (Берг,
1937, стр. 273).

К несколько иному типу месторождений, связанных с карстом, отно-
сятся некоторые месторождения железных руд (так наз. «бобовые» желе-
зные руды и карстовые железные руды) (Берг, 1937, стр. 94, 191). Осо-
бенно нужно отметить месторождения известковых бокситов. «Геологи-
ческое положение залежей известкового боксита, — пишет Г. Берг, —
почти везде одинаково. Они залегают обычно на довольно мощном извест-
ковом или мергелистом пласте, в который они проникают нижней своей
частью, выполняя обычные формы выветривания известковых поверхно-

стей (трубы, карманы и т. д.). Сверху бокситы покрываются известковыми или глинистыми пластами. Таким образом, залежи известкового боксита оказываются приуроченными к поверхности ископаемого или погребенного карста. Сам боксит образуется из элювиальных глин, накопившихся в результате растворения известняков «под влиянием содержащих углекислоту вод» (Берг, 1937, стр. 168). Известковые бокситы имеют широкое распространение в различных странах Европы (Франция, Германия, Венгрия, Балканские страны, Италия) (Берг, 1937, стр. 170).¹ Из детальных исследований известковых бокситов укажем на исследование Кирпатиком (Kirpatie, 1912) бокситов Хорватии (Югославия). Эти исследования показали приуроченность местонахождений бокситов к карстовым районам и доказали известное тождество и родство бокситов и «terra rossa».

Все сказанное показывает, насколько важно для горного дела изучение как современных карстовых явлений, так и поверхностей погребенного, «ископаемого» карста. Не приходится говорить о том, что сами породы, в которых протекает карстовый процесс, — известняк, гипс и другие (особенно каменная соль) — приходится часто рассматривать как полезные ископаемые; поверхностные же карстовые формы облегчают выявление площадей распространения этих ископаемых, а иногда и их добычу.

Наш обзор карстовых явлений показывает, нам кажется, достаточно ярко многогранность значения изучения карста. Ко всему сказанному можно прибавить еще, что наличие участков распространения карста важно учитывать при работах по составлению топографических и других карт.

Литература

- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. 2-е изд., ОНТИ, М.—Л., 1937. — Воейков А. Воздействие человека на природу. Землеведение, т. 1, кн. 2, М., 1894. — Гельфер А. А. Причины и формы разрушения гидротехнических сооружений. ОНТИ, М.—Л., 1936. — Геттлер А. Страноведение Европы. М.—Л., 1925. — Головцын В. И. О возможности применения электрометрических методов к изучению карстовых явлений. Тр. Сейсмолог. инст. АН СССР, вып. 52, 1935, стр. 2—5, гл. I. — Иванов Д. И. Уфимские воронки. (Провалы на Самаро-Златоустовской ж. д.). Изд. Собр. инж. путей сообщ., СПб., 1899. — Козменко А. Провальные, оползневые и эрозионные образования северо-восточной части Новосильского уезда Тульской губернии. Землеведение, кн. III, 1909. — Козменко А. С. Мелиорация водоносности карстовых районов ЦЧО и южной части Московской области. Акад. с.-х. наук им. В. И. Ленина, Всес. научно-исслед. инстит. гидротехн. и мелиорат., Сельхозгиз, 1931. — Крубс А. А. Карстовая область горного Крыма. М., 1915. — Люжон М. Плотины и геология. ОНТИ, М.—Л., 1936. — Михальский А. О причинах возникновения провалов в пределах 452—454 верст Вильно-Ровенского участка Полесских ж. д. Изв. Геол. комит., т. XX, 1901, № 9. — Саваренский Ф. П. Инженерная геология. 2-е изд., ОНТИ, М.—Л., 1939. — Терцаги Н. Инженерная геология. 2-е изд., ОНТИ НКТП СССР, М.—Л., 1935. — Тутковский П. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волынской губ. Статья 1-я (Провалы почвы на Полесской ж. д.). Тр. Общ. исслед. Волыни, т. IV, Житомир, 1911. — Филиппсон А. Средиземье. Изд. журн. «Землеведение», М., 1911. — Чернов А. А. и М. С. Шведов. Отчет о геологических исследованиях 1913 г. в полосе провалов на 5-м участке проектированной линии Казань—Екатеринбург. 1915. — Шевяков Л. Д. О карсте. Природа, 1948, № 9. — Штукенберг А. А. Воронки около г. Кунгура Пермской губ. по линии Пермь—Екатеринбургской ж. д. Горный журнал, т. I, февраль СПб., 1911. — Якушева А. Ф.

¹ Следует отметить, что, по данным советских исследователей, наши уральские бокситы имеют совершенно другое происхождение.

Карст и гидротехническое строительство. Карстоведение (Гр. Молотовск. карст. конф.), вып. 4, 1948, Молотов. — Kirpatic M. Bauxite des kroatishen Karstes und ihre Entstehung. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Bd. XXXIX, Beilage-Heft, 1912. — Martel E. A. Applications géologiques de la spéléologie. Origine et rôle des cavernes, leur variations climatiques, leur rapports avec les filons. Annales des Mines, Neuvième série, t. X, 7-me livraison de 1896, part III, Paris. — Martel E. A. L'Evolution souterraine. Paris, 1908. — Martel E. A. Nouveau traité des eaux souterraines. Paris, 1921.

1952 · ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК · I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

Н. А. ГВОЗДЕЦКИЙ

ОПЫТ РАЙОНИРОВАНИЯ КАРСТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Как известно, в давно предложенных схемах геоморфологического районирования Кавказа А. Л. Рейнгардом (1917) и И. С. Щукиным (1926) выделена особая геоморфологическая область развития карстовых явлений в Западном Закавказье. Кроме того, И. С. Щукиным было указано распространение карста в ряде участков области куэст.

Производившееся мною в течение ряда лет изучение карстовых явлений Кавказа (экспедиционным путем и по литературным материалам) показало, во-первых, что карстовые явления встречаются и в других геоморфологических областях Большого Кавказа, а во-вторых, что выделения отмеченных выше двух, хотя и основных, областей слишком мало для специального исследования карста. Чрезмерно схематичным мне представляется и районирование карста Кавказа, выполненное М. А. Зубащенко (1939). Можно утверждать поэтому, что то районирование карста Большого Кавказа, которое предлагается ниже, является первым опытом.

В такой сложно построенной горной системе, как Большой Кавказ, геологические и топографические условия очень быстро меняются от места к месту, так же как и весь комплекс физико-географических условий для развития карстовых процессов, который здесь очень существенно зависит от абсолютной высоты местности. Оттого и формы проявления карстовых процессов чрезвычайно изменчивы на близких расстояниях. В системе Большого Кавказа невозможно выделить значительные по площади области, которые были бы достаточно однородны по условиям развития карстовых процессов и формам их проявления.

Попытки нанести на карту участки с однородными условиями развития карстовых процессов дают очень мозаичную картину. Выделить на фоне этой мозаики геоморфологические и ландшафтные области карста можно, только допуская большие обобщения и объединения между собой разнородные карстовые районы и участки. В основу такого обобщения, мне думается, следует положить два фактора: во-первых, общий план геологического строения, т. е. самые общие черты тектоники и характера геологических свит, которые весьма существенно влияют на особенности циркуляции подземных вод и топографии местности, и, во-вторых, те самые общие особенности физико-географических условий, на основании которых выделяют физико-географические области при «мелкомасштабном» районировании территории и которые определяются общим характером климата в связи с орографией страны.

Местные особенности геологического строения (однородность геологических условий в пределах площади выхода на поверхность одной гео-

логической толщи, при одинаковом плане тектоники) и физико-географических условий в зависимости от абсолютной высоты местности могут быть приняты во внимание при более детальном районировании, т. е. при выделении карстовых районов.

Для такого детального районирования мною намечены только некоторые штрихи, так как недостаточность исследований карстовых областей Большого Кавказа не дает возможности провести это районирование по всей территории.

Что же касается выделения крупных карстовых областей, то, на основании изложенных выше принципов, мною выделены в системе Большого Кавказа следующие территориальные единицы (см. схематическую карту):

- I. Массив Фишт-Оштен-Лагонаки и плато Черногорье.
- II. Западная часть полосы куэст.
- III. Восточная часть полосы куэст.
- IV. Область переходной «куэстово-складчатой» полосы и Андийского хребта.
- V. Область известнякового внутреннего Дагестана и окаймляющих его с северо-востока хребтов.
- VI. Известняково-карстовая полоса юго-восточного Дагестана.
- VII. Известняковые хребты, массивы и гряды сочинского гидрогеологического бассейна и Абхазии.
- VIII. Известняково-карстовая область западной Грузии (Мегрелии, Имеретии, Лечхума и Рачи).
- IX. Известняково-мергельная область проявления карста на водораздельном хребте и его отрогах, к югу от верховья Терека.
- X. Область проявления карста в известняках палеозоя и триаса северного склона западного Кавказа.

Это основные карстовые области Большого Кавказа. Кроме них, в предгорьях Большого Кавказа мною выделены отдельные карстовые участки в качестве совершенно самостоятельных районов, которые очень специфичны и не могут быть включены в перечисленные выше области:

1. Район лакколитов Пятигорья.
2. Участки с карстовыми и карстово-суффозионными формами в песчанниках и раковистых известняках сармата:
 - а) майкопский участок;
 - б) дербентский участок.
3. Конгломератовый район левобережного плато террасы р. Белой (Хишты).
4. Конгломератовый район центральной Мегрелии.

Дадим краткую характеристику выделенных областей и районов.

1. М а с с и в Ф и ш т - О ш т е н - Л а г о н а к и и п л а т о Ч е р н о г о р ь е

Эта область охватывает обширный платообразный массив Фишт-Оштен-Лагонаки, заходящий южным клином в полосу главного водораздела Большого Кавказа, и соседнее с ним плато Черногорье. Плато, обрамленные отвесными известняковыми обрывами, поднимаются к югу и переходят здесь в высокогорный массив (гора Фишт — 2852 м) с довольно резкими, частью гляциальными, формами рельефа.

Известняки (J₃) этой области непосредственно связаны с толщами известняков полосы куэст Северного Кавказа, но отличаются более

отчетливо выраженной складчатой дислокацией. В гидрогеологическом отношении чрезвычайно большое значение имеет наличие в основании известняковой толщи сланцевого водоупора. Подземные воды дренируются довольно многочисленными и мощными родниками по краям, а иногда и в центре известняковых массивов. Воды северной части области частично, вероятно, уходят подземным путем по наклону слоев в северном направлении, создавая напор в предгорной полосе и Предкавказье.

Атмосферные осадки обильны, особенно в южной повышенной части области, где количество их достигает до 1200 мм в год. Северная часть области покрыта лесом; поверхность в южной части поднимается значительно выше границы леса и имеет даже в высших точках современные ледники и фирны.

На формирование карста южной части существенно влияло четвертичное оледенение (станивание фирнов и ледников), но и сейчас карст здесь активный, причем повсюду наблюдается повышенная роль талых снеговых вод. Снег тут является главнейшим деятелем карстообразования.

Карстовые формы весьма разнообразны (Альбов, 1894; Диншик, 1894; Морозов, 1911). Они представлены котловинами (сухими и с озерами), воронками, пещерами, карстовыми источниками, в южной части — колодцами, в виде глубоких щелей, и каррами. Особенно типично развитый карст приурочен к участкам в верховьях поверхностных водотоков (влияние сланцевого водоупора под толщей известняков).

Наблюдаются интересные соотношения между карстовыми и эрозионными формами. В верховьях многих рек можно видеть постепенный переход от карстовых форм (воронки) к эрозионным (долинам), доказывающий развитие эрозионных форм из карстовых. И, наоборот, нередки случаи развития карстовых воронок в древних эрозионных ложбинах и долинах. На формирование карста существенно влияло прогрессивное поднятие области, отразившееся в некоторых элементах морфологии (воронки 2-го порядка на дне крупных котловин и воронок, ступени карстово-денудационных поверхностей).¹

По физико-географическим условиям развития карстовых процессов область может быть разделена на два района: северный — лесной (плато Черногорье, склоны Лагонакского хребта, хребет Азш-тау) и южный — горно-луговой и высокогорный (гребень Лагонакского хребта, Нагой-чук, Абадзеш, Оштен, Фипшт).

II. Западная часть полосы куэст

Область простирается вдоль северного склона Большого Кавказа расширяющейся к востоку полосой. Западной границей области служит ущелье р. Белой у станций Даховской и Каменномостской (ст. Хаджох). На восток область простирается до долин Кич-малки и Баксана.

Для рельефа области наиболее характерно наличие ряда куэстовых гряд, расчлененных поперечными долинами на отдельные наклонные к ССВ плато, с крутыми обрывами по южной стороне. Речные долины, прорезающие известняки, имеют вид типичных каньонов. Последние иногда (в восточной части области) имеют чрезвычайно отчетливые уступы структурных террас.

¹ Наблюдались И. В. Орловым (устн. сообщ.).



Схематическая карта карстовых областей Большого Кавказа.

Разнообразные по петрографическому составу толщи горных пород, в том числе карстующиеся известняки и гипсоносные свиты, образуют пологую моноклинали.

В гидрогеологическом отношении данная карстовая область представляет собой артезианский склон с областями питания на платообразных полого падающих к ССВ поверхностях куэстовых гряд, от которых воды устремляются подземным путем на ССВ, согласно наклону слоев.

Часть вод вскрывается и дренируется ущельями рек, прорезающими полосу куэст в поперечном направлении, а также капьонами притоков этих рек, врезанными в пологие северные покатости платообразных массивов куэст, но значительная часть вод остается не вскрытой, не выведенной на поверхность и продолжает двигаться по трещинам и каналам водообильных известняковых толщ на ССВ под водоупорными песчано-глинистыми и мергельными толщами, создавая большой напор в предгорьях, в краевых частях западной и восточной предкавказских депрессий и в полосе синклиналичного прогиба перед Ставропольской возвышенностью. Поверхностные карстовые формы как пункты поглощения вод играют чрезвычайно существенную роль в питании основных водоносных горизонтов. Указанные гидрогеологические особенности были отмечены в литературе для минераловодского района,¹ для которого они получили также полное подтверждение в детальных исследованиях Минераловодской экспедиции НИС Московского геолого-разведочного института (МГРИ);² по ним, по всей вероятности, могут быть распространены на всю очерченную область.

Атмосферные осадки более обильны в западной части области (между рр. Белой и Кубанью на карте годового количества осадков — пятно, околонтренное изогетой 750 мм) и несколько менее обильны в восточной части (Кисловодск — 569 мм). В соответствии с этим на западе господствуют леса, а на востоке, за Кубанью и в южной части минераловодского района преобладает горная лугово-степная растительность.

Карстовые явления в отдельных участках западной части области освещены в литературе (Зубашенко, 1938; Королевич, 1939; Латышев, 1924; Никитич, 1915; Отчет, 1909; Щукин, 1914). Для восточной части области указаний на развитие карста было очень мало. Мною в составе Минераловодской экспедиции НИС МГРИ проведено специальное исследование карстовых форм восточной части области (1939), результаты которого опубликованы лишь частично (Гвоздецкий, 1946а, 1948; Гвоздецкий и Муратов, 1948).

Карстовые процессы проявляются в разнообразных литологических условиях. В соответствии с полосчатым распространением различных геологических свит должны быть выделены и карстовые районы.

В топкослопстых верхнемеловых известняках карстовые явления имеют локальное развитие. Они приурочены к участкам с наиболее интенсивной трещиноватостью (Подкумский провал близ Кисловодска и др.).

¹ «Атмосферная вода в районе питания проникает в известняковые породы через ряд зияющих трещин и воронок, доходит до водоупорных горизонтов и, в силу напора пород, устремляется по направлению на NO. При этом часть ее, при благоприятных условиях, выходит на земную поверхность в виде более или менее мощных родников, например на склонах глубоких балок, другая же часть уходит по наклонным слоям глубоко под земную поверхность, где под значительным напором и заполняет трещины и пустоты. Отсюда вода может выйти на дневной свет только при наличии каких-либо нарушений в целостности горных пород, покрывающих водоносные толщи, или при наличии буровых скважин» (Огильви, 1925).

² Руководитель гидрогеологических работ А. М. Овчинников.

Повсеместному распространению карстовых процессов препятствует наличие среди известняков мергелистых прослоев, затрудняющих вертикальную циркуляцию вод.

Интенсивно закарстованы известняки нижнего мела (валажикп) и верхней юры, имеющие разнообразные карстовые формы.

К югу от Кисловодска на структурных поверхностях (структурных террасах, плоских днищах ложин) над известняковой толщей валажикпа с тонким покровом глил и «рухляков» основания готерива развиваются разнообразные формы покрытого карста с трещинными понорами в валажикпских известняках: ворожки, ванны из 2—3 слившихся воронок, «слепые» овраги или балки с исчезающими ручьями и пр. Формы располагаются линейно, по простиранию трещин. Поноры в виде колодцев иногда ведут в пещеры.

В образовании каньонов, разрезающих пологие северные покатости платообразных массивов куэсты Скалистого хребта (например, к югу от Кисловодска), большое значение имело растворение известняков по трещинам (Гвоздецкий, 1948). В формировании обрыва Скалистого хребта также громадную роль играло и играет сейчас растворение известняков и доломитов по вертикальным трещинам, вызывающее обрушение участков стен.

По физико-географическим условиям развития карстовых процессов в особый район должны быть выделены высокие известняковые плато, расположенные к юго-западу от Кисловодска: Б. Бермамыт — 2592 м, Гуд-гора, край массива с вершиной Тамчи-аир (звенья Скалистого хребта). Карст имеет здесь локальное распространение в толкослоистых известняках кимериджа и приурочен обычно к отдельным большим трещинам (цепи воронок и ванны по трещинам, протягивающиеся иногда на несколько сотен метров). На плато Б. Бермамыт имеется участок карстового поля.

В развитии карста данного района исключительная роль принадлежит деятельности талых снеговых вод. Формы карста здесь имеют послеледниковый возраст, так как в последнюю ледниковую эпоху поверхности плато были покрыты сплошными полями снега, фирна и льда.

Особый район составляет полоса распространения гипсового карста в песчано-глинистых лагуновых осадках титона. Формы карста в гипсовых отложениях титона очень разнообразны (ворожки, котловины, исчезающие ручьи и речки, озера, пещеры и проч.), интенсивность закарстованности местами весьма велика. «Омолождение» карстового рельефа в связи с поднятием местности проявилось в образовании воронок второго порядка на дне и склонах крупных котловин.

В известковистых песчанниках нижнего мела (нижний альб, апт, беррем) и лейаса возникают своеобразные карстово-суффозионные формы: пещеры, ниши и другие, хорошо известные в восточной части области (Вирский, 1940; Гвоздецкий, 1947).

III. Восточная часть полосы куэст

Данная область представляет непосредственное продолжение к востоку предыдущей области и заканчивается на востоке у долины р. Фиагдон.

План строения рельефа такой же, как в предыдущей области, но северные склоны плато — звеньев куэст — в средней и восточной частях

области круче, а южная из куэст (Скалистый хребет) достигает значительно больших высот (до 3619 м).

Как и в предыдущей области, слои залегают моноклиinally, однако, по мере движения на восток, угол наклона слоев увеличивается, а на общем фоне моноклиинального падения появляются складки и, на востоке, надвиги.

Характер циркуляции подземных вод сходен с таковым в предыдущей области. Разница заключается в большем наклоне водопроводящих каналов, выработанных по трещинам на слоения, в большей пригодности верхней области питания, а оттого и в большем напоре. Кроме того, наличие складок в слоях артезианского склона, идущих поперек движения напорных вод, способствует частичному выходу напорных вод еще в пределах области (оз. Церик-кель и другие источники).

В связи с большей абсолютной высотой массивов Скалистого хребта, в данной области сильнее проявилось оледенение, оказавшее весьма существенное влияние на развитие карста.

Гребневая линия Скалистого хребта поднимается значительно выше границы леса. Располагаясь в виде передового барьера, Скалистый хребет вызывает конденсацию осадков на северных пологих склонах. Нижние части этих склонов массивов Скалистого хребта, как и более низкие передовые гряды, одеты пышными широколиственными лесами в средней и восточной частях области. Но в западной части области, так же как на востоке предыдущей области, господствует горная луговостепная растительность (междуречье Кич-Малки и Малки, междуречье Малки и Гунделена).

Наиболее интенсивное развитие карста наблюдается в валанжипских известняках.

В западной части области, по нашим исследованиям,¹ для высоты около 1800—2000 м характерны обширные котловины (длиной до 1 км) с мягкими, большей частью пологими склонами. Ниже по склону встречаются воронки, неглубокие колодцы, но особенно характерны градиозные провальные воронки (в верховье балки Уллу-кол, южнее Кич-Малки, в урочище Хаймаши и соседних с ним участках на междуречье Малки и Гунделена).

Образование котловин, повидимому, связано с поверхностной коррозийной деятельностью талых вод от обширных снеговых пятен, лежащих большую часть лета ниже фирновых полей и льдов в последнюю ледниковую эпоху. Провальные же воронки возникли благодаря подземной растворяющей деятельности тех же талых вод, направлявшихся по наклону слоев. Водообильность валанжипских известняков в ледниковую эпоху, вероятно, была значительно большей, чем сейчас.

Еще более грандиозные провальные воронки характерны для средней части области [бассейн Черка (Муромов, 1914; Шукш, 1925, 1928; Кузнецов, 1928)]. Большие размеры форм можно объяснить большей высотой Скалистого хребта и из-за этого большим оледенением. Особенности морфологии и расположения воронок говорят против гипотезы И. Г. Кузнецова (1928), который приписывал развитие этих форм к поверхностям выравнивания (террасам) определенных циклов развития рельефа и видел в них «мертвых» аналогов оз. Церик-кель.

На западе и в средней части области есть карстовые озера (Динник, 1890а, 1890б; Шукш, 1925; Кузнецов, 1928). В восточной части области

¹ Исследование карста проведено мною; указания в литературе очень скудны.

(по моим исследованиям) среди леса встречаются карстовые западины и ванны с глубокими трещинными понорами, небольшие воронки.

В данной области, в отличие от предыдущей, не встречены поверхностные формы гипсового карста. Выщелачивание гипсов из титонских отложений проявляется только в наличии серных источников.

IV. Область переходной «куэстово-складчатой» полосы и Андийского хребта

Тектоника еще сложнее, чем в предыдущей области (дизъюнктивные дислокации, складчатость, крутые наклоны слоев у моноклиналиных гребней). По физико-географическим условиям область сходна с средней и восточной частями предыдущей: высоко приподнятые южные гребни имеют альпийские луга, на северных склонах их и более низких передовых грядках («Черные горы») — пышные широколиственные леса.

Карстовые явления в этой области изучены очень слабо. Они отмечены в валажлинских известняках (район Ассы). В районе Военно-Грузинской дороги «верхне-юрская известняковая толща, благодаря большой площади водосбора, дает много крупных родников». С выщелачиванием гипсов титона связаны встречающиеся в области серные источники.

Может быть, существенную роль играли карстовые процессы в образовании котловины оз. Кэзопой-ам или Эзень-ам на Андийском хребте. Район этого озера может представлять большой интерес для исследований проявления карста (Динник, 1905).

V. Область известнякового внутреннего Дагестана и окаймляющих его с северо-востока хребтов

Рельеф области обусловлен разрывом складчатых структур (для внутреннего Дагестана характерны плоскостные «коробчатые» или «сундучные» антиклинальные складки).

Область с сухим континентальным климатом и с преобладанием горно-ксерофитной и горно-луговой растительности. Исключение составляют внешние склоны окаймляющих внутренний Дагестан хребтов (Салатау, Гимринский и др.) с их предгорьями, в высотном поясе от 600 до 1200 м, где происходит конденсация приносимой с Каспийского моря влаги и растут широколиственные леса (Добрынин, 1941, стр. 311, 313).

Формы проявления карста в этой области почти не изучены. В отчетах об археологических исследованиях (Комаров, 1882; Штейн, 1882; Анучин, 1884) есть указания на пещеры, в том числе пещеры-ледники, и провалы. Растворение известняков с поверхности, повидному, не дает типичных карстовых форм. Причина почти полного отсутствия или слабого развития типичных поверхностных форм карста «кроется, быть может, в сухости климата внутреннего Дагестана» (Шукин, 1926, стр. 76).

VI. Известняково-карстовая полоса юго-восточного Дагестана

Данная сравнительно небольшая по площади область расположена в высотном поясе конденсации приносимой с Каспийского моря влаги, представляющем лесную полосу (Добрынин, 1941, стр. 313).

В восточных отрогах южной части Сулако-Каспийского водораздела описан район «типичного карстового ландшафта с известняковыми пещерами-ледниками» с «воронкообразными провалами», ямами, широкими трещинами и каррами, в развитии которых большую роль играет долго к лету не становящийся снеговой покров (Курдов, 1905).

Вероятно и в других участках выделенной мною на карте известняковой полосы могут быть встречены карстовые формы.

VII. Известняковые хребты, массивы и гряды сочинского гидро-геологического бассейна и Абхазии

Эта область представляет западную половину известняково-карстовой области западного Закавказья, выделявшейся многими исследователями при геоморфологическом районировании Кавказа (Рейнгард, 1917; Щукин, 1926 и др.). Она протягивается полосой вдоль южного склона Большого Кавказа от района г. Сочи (западный рубеж — р. Сочи) до хребта Охачкуз и р. Абаша на востоке.

За пределами Абхазии в эту область включены антиклинальные хребты южной известняковой полосы Мегрелии.

Характеристика карстовых явлений в отдельных участках данной области имеется в ряде литературных источников (Альбов, 1893, 1896; Бириштейн и Лопашов, 1940; Воронов, 1905—1906; Гвоздецкий, 1940, 1941; Доктуровский, 1910; Дубянский, 1915; Дьячков-Тарасов, 1903, 1906; Извлечение, 1903; Коношевский, 1913, 1915; Круббер, 1912; Ломаев, 1947; Марголюс, 1905; Маруашвили, 1938; Мачавариаш, 1900; Овчинников, 1947; Сергеев, 1904; Сатунин, 1911—1912; Чернявский, 1882, 1887; Martel, 1904, 1909). Она дополнена мной по личным исследованиям в бассейнах р. Хосты, р. Гумисты и других и по материалам Сочинской бальнеологической экспедиции Института геологии Академии Наук СССР, к отчету которой мной составлялся геоморфологический раздел, включающий описание карстовых явлений.

Основные формы рельефа области представлены либо невысокими известняковыми антиклинальными грядами мягких очертаний, либо средневысотными хребтами с резкими контурами и многочисленными скалистыми выступами на крутых откосах, либо, наконец, там, где оси складок наиболее приподняты, обширными грубо расчлененными с краев эрозией массивами, с платообразными участками поверхности в гребневой части, поднимающейся в высотный пояс альпийских лугов (Гагринский и Бзыбский хребты).

Во всех случаях реки, прорезающие известняки, текут в узких крутостенных ущельях.

Сравнительно правильная и простая складчатость в жестких («компетентных») мощных толщах известняков, осложненная дизъюнктивными дислокациями, способствует трещиноватости и закарстованности известняков.

Система подземной циркуляции вод значительно сложнее, чем в моноклинальных структурах Северного Кавказа. Области питания чаще всего приурочены к сводовым частям антиклинальных поднятий. Крылья складок представляют артезианские склоны. Там, где несколько рядов складок, создается сложная система артезианских бассейнов. Напорные воды выходят в виде восходящих источников (Голубое озеро в долине р. Бзыбь, субмаринные источники в районе Гагр, серные источники Ма-

цесты и др.). Велико количество исчезающих и вытекающих из пещер водотоков. Последние особенно характерны для подножья склона Гагринского массива, где слоп юго-западного крыла антиклинальной складки падают в сторону побережья. В таких же условиях появляется на поверхность пещерная река Черная (Мчиш) в Бзыбском хребте.

Карстовые явления данной области развиваются преимущественно в известняках «зоны абхазских фаций»: в верхнеюрских и нижнемеловых массивных известняках и в верхнемеловых (в районе Сухуми также палеогеновых) известняках, которые на западе представлены отчетливо-тонкослонистыми разностями. Толщи известняков верхней юры — нижнего мела и верхнемеловых известняков разделены водоупором пород альба-сеномана (по преимуществу мергелей).

В западной части области, по северной окраине сочинского гидрогеологического бассейна, карстовые явления развиваются и в верхнеюрских отложениях «плитняковой фации», переходной к фациям геосинклинальной зоны. В последней выщелачивание карбонатных пород играет некоторую роль в толще «известняков-плитняков верхнего мела».

Атмосферные осадки, обильные во все времена года и распределенные по сезонам более или менее равномерно, способствуют водообильности известняковых карстовых горизонтов и развитию поверхностных и подземных форм карста. Высокие зимние температуры, вызывающие частые оттепели, в результате которых от таяния снега образуется большое количество агрессивных вод, и обуславливающие выпадение зимних дождей на невысоких известняковых грядках прибрежной полосы, способствуют интенсивному развитию карстовых процессов в зимний сезон.

Низкие и средневысотные известняковые хребты одеты пышными широколиственными, а выше них — хвойными лесами. Они имеют, помимо уже отмеченных исчезающих рек и источников типа воклюз, многочисленные пещеры, иногда обильные пачечными образованиями, карстовые углубления воронкообразной и неправильной формы, обусловленной трещиноватостью слоев известняка, колодцы, котловины и т. п. Местами, даже под пологом леса, встречаются карры.

Что касается особенностей подземных форм карста, то в западной части области (сочинский гидрогеологический бассейн) карстовые каналы верхнемеловых известняков преимущественно развиваются по насллоению, причем здесь имеется густая «сеть каналов по направлению основных сопряженных тектонических деформаций (поперечных, пластовых, диагональных). В известняках же под альбским водоупором «преобладают крупные вертикальные каналы, пересекающие почти всю толщу известняков нижнего мела, представляющую собой местами слабо нарушенные монолитные блоки». Отмечены карстовые каналы «ниже современного базиса эрозии, которые могли развиваться в результате воздействия артезианских вод» (Овчинников, 1947, стр. 142—143).

Геоморфологическое изучение позволяет наметить некоторые штрихи истории развития карста сочинского гидрогеологического бассейна и Абхазии.

В западной части области (сочинский гидрогеологический бассейн) встречаются формы древнего дозоценового погребенного карста.¹

¹ Наличие фактов, свидетельствующих «о развитии карста в предыдущие эпохи (нижний альб, турон, олигоцен и др.)», отмечает и А. М. Овчинников (1947, стр. 143).

Развитие наблюдаемых ныне карстовых форм шло на фоне поднятия области, как правило, с большей амплитудой при движении внутрь горной системы от побережья. В западной части области на массиве Ахцу встречены формы, возможно являющиеся останцами древней карстовой поверхности известняков. Поверхность наиболее древнего эрозионного уровня (плиоценовая?) располагалась здесь во многих случаях относительно выше нынешних гребней известняковых гряд (сводов антиклиналей известняков $Ст_2$). Препарировка последних и развитие карстовых явлений на них относятся к последующим этапам поднятия. По мере поднятия и врезания речных долин карстовые процессы проникали глубже в известняковую толщу.

Выработка горизонтальных пещер связана с этапами развития речных долин и эрозионных террас. В ряде случаев удается установить приблизительный возраст этих форм по геоморфологическим данным (путем увязки с речными, а через них и с морскими террасами) и по археологическим находкам в них.

В районе Сухуми имеется много ярких фактов, свидетельствующих о развитии карста на фоне этапов эрозионной разработки рельефа, в связи с поднятием местности, — развитие карстовых форм на днищах осушенных благодаря перехватам речных долин, этапное расположение пещер, имеющих в некоторых случаях явные следы течения подземных рек (галечный аллювий), связанных с древними наземными потоками, и т. п. И здесь, по геоморфологическим данным, а также по археологическим и палеонтологическим находкам, удастся выяснить примерный возраст отдельных форм карста и их комплексов.

Особый район составляют гребневые части хребтов Бзыбского, Гагринского и Кацрха, поднимающиеся выше границы леса. Тут на истории развития карста очень существенно отразилось четвертичное оледенение. Многие карстовые формы развились на фоне форм, обязанных своим возникновением древнему оледенению (карстовые формы на днищах ледниковых цирков и т. п.). Отмечается и более непосредственная связь гляциальных, шивальных процессов и коррозии. Сейчас важнейшим агентом карстообразования здесь является талая снеговая вода. Снег подолгу лежит летом в карстовых воронках и впадинах. Действию талых вод обязаны своим возникновением также типичные формы, как колодцы-ледники (на массиве Арабка) и карры. Карстовый ландшафт некоторых участков вершинных поверхностей Бзыбского и Гагринского хребтов может быть отнесен к типу голого карста.

VIII. Известняково-карстовая область западной Грузии (Мегрелии, Имеретии, Лечхума и Рачи)

Эта область представляет непосредственное продолжение к востоку предыдущей области, являясь восточной частью геоморфологической «известняково-карстовой области западного Закавказья» (Щукин, 1926). Она протягивается от хребта Охачкуэ на западе до Черноморско-Каспийского водораздела (район оз. Эрцо) на востоке.

В литературе охарактеризованы карстовые явления многих участков этой области (Альбов, 1894; Бабе, 1915; Калинин, 1899; Леонов, 1902, 1910; Марголюс, 1902; Маруашвили, 1941; Михайловская, 1936; Пантюхов, 1899; Подозерский, 1902; Прасолов и Соколов, 1931; Радде

1866; Саваренский, 1939; Сахаров, 1892; Смирнов, 1909; Сорокин, 1874; Шелковников, 1913; Щуровский, 1862; Abich, 1858; Dubois de Montrépeux, 1840; Julius von Klaproth, 1815).

По климатическим и почвенно-геоботаническим условиям развития карстовых процессов область вполне аналогична предыдущей, однако тектонические особенности накладывают своеобразный отпечаток на характер рельефа (крупные черты топографии), а отсюда — ряд особенностей в проявлении карста. В отличие от предыдущей области, складки здесь, такие местами осложненные дизъюнктивными дислокациями, более широки. Синклинали, точнее брахисинклинали, часто имеют вид обширных асимметричных мульд, а антиклинали (брахантиклинали) — широких куполов с размытыми сводами.

Полого падающие слои известняков на крыльях складок образуют обширные наклонные плато (Асхи, Накеральское и др.), иногда по своему строению чрезвычайно напоминающие массивы (звенья) куэст (Хвамли в Лечхуме и др.). Эти плато, так же как и более узкие известняковые гребни, подобные гребням предыдущей области, и являются ареной развития карста.

В «ядрах» синклинальных котловин, окаймленных полосой мезозойских известняков, залегают третичные осадки, а там, где размыты своды антиклинальных поднятий (например котловина Окрибы), на поверхность выходят породы нижней и средней юры. Смена известняков юрскими (J_1 и J_2 , — Н. Г.) и третичными образованиями придает ландшафту большое разнообразие.

Речные долины, несколько расширяющиеся на продольных участках, сменяются узкими, глубокими клюзами всякий раз, когда река пробивает себе дорогу поперек известняков. Водораздельные хребты... представляют собой широкие, часто платообразные возвышенности, являющиеся преимущественным местом развития карста. Такие плато или полого спускаются к синклинальным долинам (Нижняя Рача), или ограничены высокими отвесными известняковыми обрывами, которые уже по своему цвету составляют резкий контраст с выступающими из-под них темными юрскими породами (Окриба).

Наиболее сильно закарстованными породами в пределах области являются массивные нижнемеловые известняки ургонской фации и верхнемеловые слоистые известняки.

Складчатость создает сложную систему артезианских бассейнов. Имеют место выходы напорных вод в виде восходящих источников (типа оз. Хариствали в Шаорской котловине).

Благодаря наличию обширных платообразных поверхностей на известняках, в данной области встречаются более значительные по площади участки с типично развитым ванновым рельефом, чем в предыдущей области. Котловины и воронки на таких обширных плато, как Асхи и Накеральское, весьма многочисленны. Для области также характерны крупные котловины, подчас имеющие морфологические и гидрографические особенности типичных полей (Шаорская котловина, поле Зегвардиц, котловина Турчу в верховьях р. Абаши). Данная область изобилует яркими примерами исчезающих под землю рек (Шаора, Ткибула и др.), имеет множество пещер, в том числе сталактитовых.

Развитие карста происходило на фоне поднятия склона Большого Кавказа, с большей амплитудой при движении внутрь горной системы от побережья. Образование карстовых форм иногда тесно переплеталось

с развитием гидрографической сети на фоне этого поднятия (перехваты рек в Шаорской котловине). Морфологические особенности отдельных поверхностных и подземных форм свидетельствуют о роли новейших этапов поднятия местности в развитии карста (воронки 2-го порядка на дне крупных котловин, например на хребтах Охачкуз и Ойсер, врезание русла водотоков в днища пещер Сатаплин и Нагаревис-гвыраби в районе Кутанси и др.).

В области, особенно в восточной ее части, встречаются формы древнего карста, иногда в виде столбов-останцов, свидетельствующих о некогда далеко зашедшем процессе карстовой денудации (останцы в районе оз. Эрцо и останцы на правом берегу Риопа в Лечхуме, юго-западнее Сапрме).

На хребтах и плато, поднимающихся выше границы леса (Охачкуз, Квира, Мигариа, Аспи, Хвамли, средняя и восточная части Рачинского хребта, часть поверхности в районе оз. Эрцо), особенно большая роль в развитии карста принадлежит талым снеговым водам. На востоке, у оз. Эрцо, карстовые формы (например карры) наложены на гляциальные (четвертичного оледенения).

IX. Известняково-мергельная область проявления карста на водораздельном хребте и его отрогах, к югу от верховья Терека

В толщах карбонатных пород верхней юры (слопстых, часто сланцеватых разностей геосинклинальной зоны) встречаются водопоглощающие воронки и мощные источники типа воклюз. Развитию карста способствует интенсивная трещиноватость пород (в частности, типичные крупные тектонические разломы). Особое значение имеет углекислота, поступающая из глубин и насыщающая vadose воды.

Карстовые явления развиваются также в травертинах верхнечетвертичного (последникового) возраста.

X. Область проявления карста в известняках палеозоя и триаса северного склона западного Кавказа

В отношении проявления карста эта область еще очень слабо изучена. Имеются поверхностные формы карста в известняках триаса на горах Трю и Ятыргварт, в палеозойских известняках на хребте Джеманкул-тубе (район хребта Абишир-ахуба). Есть источники типа воклюз (правый исток р. Холодной в бассейне Уруштена).

Следующие характерные черты имеют выделенные на карте вне пределов описанных областей отдельные районы распространения карста.

1. Район лакколитов Пятигорья

В отличие от областей полосы куэст, карстовые формы не являются большой редкостью в толкоослонистых известняках верхнего мела данного района, так как эти известняки здесь, выведенные на поверхность интрузией магмы при образовании лакколитов, более интенсивно дислоцированы и трещиноваты, чем в полосе куэст. Карстовые формы образованы отчасти минеральными водами [Провал на горе Машук (Баталин, 1861;

Павлов, 1929; Эйхельман, 1904; Dru, 1884; Güldenstädt, 1791; Pallas, 1799)], отчасти пресными [Провал на горе Лысой (Гвоздецкий, 19466), пещера на юго-восточном склоне горы Бештау].

Карстовые явления развиваются также в травертинах четвертичного возраста у подножья горы Машук.

2. Участки с карстовыми и карстово-суффозионными формами в песчаниках и раковистых известняках сармата

а) Майкопский участок. Карстово-суффозионные процессы развиваются в песчаниках сармата, содержащих обильную фауну моллюсков. Благодаря растворению известкового скелета раковин и выносу просачивающимися водами освобожденных песчаных частиц образуются неглубокие подземные ходы и пещерные полосы.¹

б) Дербентский участок. Карстовые процессы проявляются в раковистых известняках. Имеются пещеры, в том числе сталактитовые (Апучин, 1884; Комаров, 1882; Штейн, 1882).

3. Конгломератовый район левобережного плато террасы р. Белой (Хипсты)

Район расположен в окрестностях г. Гудауты. Он имеет очень своеобразный комплекс форм покрытого карста. Крайне скудные литературные данные о них (Чернявский, 1887) мне удалось пополнить во время зимних исследований 1940 г.

В известковых конгломератах четвертичного возраста подземными водотоками разрабатываются длинные пещерные тоннели, над которыми, в прикрывающих известняки глинистых отложениях, образуются многочисленные крупные воронки и удлиненные впадины. По пещерным тоннелям протекают подземные водотоки, русла которых иногда врезаются уже в подстилающие известняки третичные глины, что связано, очевидно, с поднятием площади террасы (на фоне общего поднятия предгорий Большого Кавказа и побережья). Своды пещерных тоннелей украшены многочисленными сталактитами в виде сосулек и тонких хрупких трубочек.

4. Конгломератовый район центральной Мегрелии

В толще неогеновых конгломератов и песчаников с известковым цементом есть очень длинные горизонтальные пещеры с водотоками, имеющие карстово-суффозионное происхождение. Морфологические особенности пещер указывают на роль поднятия местности.

В отличие от предыдущего района, здесь пещеры почти совершенно лишены натечных образований. Почти не встречаются в данном районе и поверхностные формы карста (Маруашвили, 1947).

Особое место и по расположению и по геолого-топографическим условиям занимает район Псекупской сталактитовой пещеры на Западном Кавказе, но здесь эта последняя пока является единственной известной формой проявления карста.

¹ По наблюдениям В. В. Бронгулсеева.

Литература

- А л ь б о в Н. Отчет о ботанических исследованиях Абхазии за 1890 г. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XV, Тифлис, 1893, стр. 168. — А л ь б о в Н. Ботанико-географические исследования в западном Закавказье в 1893 году. (Наблюдения над флорой юрских известняков). Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XVI, Тифлис, 1894, стр. 127, 136. — А л ь б о в Н. Путешествие в Черноморских горах в 1894 году. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XVIII, Тифлис, 1896, стр. 26, 30—32. — А н у ч и н Д. Н. Отчет о поездке в Дагестан летом 1882 года. Изв. Русск. геогр. общ., т. XX, вып. 4, СПб., 1884, стр. 430—437, 448. — Б а б е В. А. Цхалтубские теплые источники. Журн. «Целебный Кавказ», № 1—2, 1915, Тифлис, стр. 18—21. — Б а л а б у о в А. Г. Метеорологические наблюдения в пещерах Абхазии в 1935 г. Материалы к фауне Абхазии. Груз. фил. АН СССР, Тбилиси, 1939. — Б а т а л и н Ф. Пятигорский край и Кавказские минеральные воды, ч. I. СПб., 1861, стр. 129—170. — В и р с к и й А. А. Полюе формы рельефа нижнемеловых песчаников окрестностей Кисловодска. Пробл. физ. геогр., IX, М., 1940, стр. 47—72. — В о р о н о в Ю. Н. Краткий очерк растительности Гагринского массива. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XVIII, № 4, 1905—1906, стр. 212—214. — Г в о з д е ц к и й Н. В пещерах Абхазии. Геогр. в шк., 1940, № 4, стр. 9—15. — Г в о з д е ц к и й Н. Пещера Адаба. Наша страна, № 2, 1941, стр. 41—42. — Г в о з д е ц к и й Н. А. Следы древнего оледенения и карст на Скалистом хребте (Сев. Кавказ). Природа, 1946а, № 4, стр. 46—47. — Г в о з д е ц к и й Н. А. Провалы почвы. Геогр. в шк., 1946б, № 4, стр. 29. — Г в о з д е ц к и й Н. А. «Полидинамические» формы в окрестностях Кисловодска. Природа, 1947, № 9, стр. 54—58. — Г в о з д е ц к и й Н. А. О влиянии трещиноватости на развитие долин в известняках Кавказа и Средней Азии. Природа, 1948, № 12, стр. 42—44. — Г в о з д е ц к и й Н. А. и М. В. М у р а т о в. Наблюдения над современными физико-геологическими процессами в бассейнах Хасаута и Эшкакона (Сев. Кавказ). Бюлл. Комисс. по науч. четверт. периода, 12, М.—Л., 1948, стр. 106—107. — Д и л ь н и к Н. Опыт и окружающие его части Кубанской области. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XVI, Тифлис, 1894, стр. 379, 383—396. — Д и л ь н и к Н. Я. По Чечне и Дагестану. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXV, вып. 4, Тифлис, 1905, стр. 61. — Д о б р ы н и н Б. Ф. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. Учпедгиз, М., 1941. — Д о к т у р о в с к и й В. С. Поездка на Бзыбский хребет в 1907 году. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XX, 1909—1910 гг., Тифлис, 1910, стр. 74—83. — Д у б я н с к и й В. В. К геологии Кавказа. Гагринское побережье. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXIII, № 2, 1915, стр. 154. — Д ь л ь ч к о в Т а р а с о в А. Н. Гагры и их окрестности. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXIV, 1903, стр. 11—12. — Д ь л ь ч к о в Т а р а с о в А. Н. Бзыбская Абхазия. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XVIII, 1905—1906 гг., Тифлис, 1906, стр. 52. — З у б а щ е н к о М. А. Карстовые явления в верхнеюрских гипсах на северном склоне западного Кавказа. Изв. Воронежск. Гос. пед. инст., т. IV, 1938, стр. 117—129. — З у б а щ е н к о М. А. Опыт районирования карста на территории Европейской части СССР и Кавказа. Изв. Воронежск. Гос. пед. инст., т. V, 1939, стр. 38—39. — И г н а т о в и ч Н. К. Гидрогеологические особенности Гагринского района. Курортно-санаторн. дело, 1930, № 3—4, стр. 83—85. — Извлечение из отчета Военно-топографического отдела Кавказского военного округа за 1902 г. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XVI, № 3, 1903, стр. 7. — К а л и н и н М. Ф. Материалы для изучения почв Кутаисского уезда. Тр. Лабор. при Сакарском питомнике американских лоз, год V, Тифлис, 1899, стр. 66, 70, 115. — К о м а р о в А. В. Пещеры и древние могилы в Дагестане. Тр. Предварит. комит. по устр. V Археол. съезда в Тифлисе, М., 1882, стр. 433—436. — К о п ь о ш е в с к и й Л. К. Из наблюдений в карстовой области Сухумского округа. Бюлл. Тифл. общ. любит. прир., № 1, 1913, стр. 15—17. — К о п ь о ш е в с к и й Л. К. Отчет о геологических исследованиях в Сухумской округе и смежных частях Черноморской губ. и Кубанской обл., произведенных в 1909, 1910 и 1911 гг. Матер. для геол. Кавк., сер. V, кн. I, Тифлис, 1915, стр. 20—28, 71—82. — К о р о л е в и ч В. Э. Карсты станицы Бесленевской. Сборн. научн. раб. студ. Воронеж. Гос. ун-в., 2. (биол. и геол.), Воронеж, 1939, стр. 151—163. — К р у б е р А. А. Поездка на Арабикку. (Оттиск). Естествозн. и геогр., 1912, № 1, стр. 1—19. — К у з н е ц о в И. Г. Озеро Церик-кель и другие формы карста в известняках Скалистого хребта на Северном Кавказе. Изв. Гос. Русск. геогр. общ., т. LX, вып. 2, 1928, стр. 245—296. — К у р д о в К. М. Заметки о пещерах-ледниках южного Дагестана. Землеведение, кн. III—IV, 1905, стр. 131—135. — Л а т ы ш е в В. Окрестности Андрияка (экскурсия на р. Гуныкину). Изв. Общ. любит. изуч. Кубанск. края, вып. VIII, Краснодар,

1924. — Леонов В. Озера Нижней Рачи (в Шаорской котловине, в Закавказье). Землеведение, т. IX, кн. 2—3, М., 1902, стр. 272—293. — Леонов В. И. Карстовые явления в Рачинском уезде Кутаисской губернии. Дневн. XII съезда русск. естеств. и врачей в Москве, 1910, № 10, Проток. секц. засед., стр. 560. — Лизарев А. С. Искупская сталактитовая пещера. Изв. Общ. любит. изуч. Кубанск. края, вып. VIII, Краснодар, 1924. — Ломанов А. А. К вопросу зависимости карстового процесса от тектоники карстующихся массивов западной части южного склона Кавказа. Тезисы докл. Молотовск. карст. конф., 1947, стр. 1—3. — Марголинус А. Исследования в Кутаисской губернии с целью выяснения, существует ли геологическая связь между Тквибульскими и Ткварчельскими каменноугольными месторождениями. Матер. для геол. Кавк., сер. III, кн. 4, Тифлис, 1902, стр. 4—5. — Марголинус А. М. К вопросу о водоснабжении Гагринской климатической станции. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 6, Тифлис, 1905, стр. 99—134. — Маруашвили Л. И. Пещера Абласкира — замечательное карстовое образование в Абхазии. Природа, 1938, № 10, стр. 117—120. — Маруашвили Л. И. Пещера Нагаревис-твираби (зап. Грузия). Природа, 1941, № 1, стр. 107—109. — Маруашвили Л. И. Карстовые явления в неогеновом конгломерате Центральной Мегрелии (зап. Грузия). Тезисы докл. Молотовск. карстов. конф., 1947, стр. 1—3. — Мачавариани К. Д. Семь дней в горах Абхазии (наброски и впечатления). Батум, 1900, стр. 5, 8—9. — Михайловская О. Н. Почвенные исследования в горных районах Юго-Осетии. Производит. силы Юго-Осетии, сборн. IV (АН СССР, СОИС при Петроградск. инст., сер. закавказ., вып. 13), М.—Л., 1936, стр. 164—167. — Морозов Н. Геологические исследования в области массивов Фишта и Оштена на зап. Кавказе. Изв. С.-Петерб. политехн. инст., 1910, отд. техн., естествозн. и матем., т. XIV, вып. 2 и 3, СПб., 1911, стр. 532—538. — Муромов М. И. Экскурсии по карсту Сев. Кавказа. Ежег. Русск. горн. общ., 1910, X, М., 1914, стр. 84—89. — Нехорошев В. П. Денудация мелового известняка в районе Мацестинских и Агурских серных источников. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 8, Пгр., 1916, стр. 44—52. — Никшич И. Юрские отложения бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа. Изв. Геол. комит., т. XXXIV, № 4, Пгр., 1915, стр. 512, 516—518. — Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, М.—Л., 1947, стр. 120, 140—143. — Огильви А. Н. К вопросу о происхождении минеральных источников района Кавказских минеральных вод. Тр. Бальнеологич. инст. на Кавк. мин. водах, т. II, Пятигорск, 1925, стр. 280. — Отчет о деятельности Геологического комитета за 1908 год. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 4, СПб., 1909, стр. 294. — Павлов Д. М. Пятигорский большой провал. Изд. Кавк. горн. общ., Пятигорск, 1929. — Пантихов И. Шаорская котловина и ее окрестности. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XII, вып. 3, Тифлис, 1899, стр. 196—209, 243—250. — Подозерский К. И. В Мингрелии. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XV, № 4, Тифлис, 1902, стр. 243, 244. — Прасолов Л. И. и Н. Н. Соколов. Почвенно-географический очерк Юго-Осетии. Производит. силы Юго-Осетии, сборн. 1, Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказ., вып. 2, Л., 1931, стр. 354, 402—404. — Радде Г. И. Путешествие в Мингрельских Альпах и в трех их верхних продолжных долинах (Рноп, Цхенис-цкали и Ингур). Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. VII, вып. 1, Тифлис, 1866, стр. 168. — Рейнгард А. Л. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области (предварит. сообщ.). Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXV, вып. 2—3, 1917. — Саваренский Ф. П. Инженерная геология, 2-е изд., ГОНТИ, М.—Л., 1939, стр. 147—148. — Сатулин К. А. Экскурсия в пещеры Сухумского округа. Пещеры-великаны Абласкина и Адзаба. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXI, № 1, Тифлис, 1911—1912, стр. 13—18. — Сахаров Н. Пещеры-ледники Закавказья. Изв. Русск. геогр. общ., т. XXVIII, вып. 4, СПб., 1892, стр. 398—399. — Сергеев М. В. Гагры. Условия распределения пресных вод в ближайшем к климатической станции районе. Горн. журн., год LXXX, т. III, июль, СПб., 1904, стр. 115—153. — Смирнов Г. М. Геологическое описание части Рачинского уезда Кутаисской губернии. Матер. для геол. Кавк., сер. III, кн. 7, Тифлис, 1909, стр. 106. — Сорокин Г. И. Краткий обзор второй половины геологических исследований в Кутаисском и Шаропапском уездах. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. III, № 1, Тифлис, 1874, стр. 22. — Сысоев И. К. Карст приледниковой области южной Осетии (район оз. Эрцо). Тезисы докл. Молотовск. карст. конф., 1947, стр. 1—3. — Чернявский В. И. Из исследований в юго-западном Закавказье. Изв. Русск. геогр. общ., т. XIII, вып. 5, 1877, стр. 335—337. — Чернявский В. Записка о памятниках западного Закавказья, исследование которых наиболее настоятельно. Тр. Предв. комит. по устр. V Археол. съезда в Тифл., М., 1882. — Чернявский В. И. Ответ на замечания А. Н. Введенского по поводу моей записки «О памятниках запад-

ного Закавказья» и дополнения. Тр. V Археол. съезда в Тифл., 1881 г., М., 1887, стр. 254, 256. — Шелковников А. Б. Поездка в Сванетию летом 1911 г. Изв. Кавк. музея, т. VII, Тифлис, 1913, стр. 362. — Штейн. О пещерах и могилах в Дагестане. (Отчет горного инженера Штейна). Тр. Предв. комит. по устр. V Археол. съезда в Тифл., М., 1882, стр. 474—476, 480—482. — Щукин И. Из поездок по верхней Кубани. Землеведение, кн. 3, 1914, стр. 7—8, 13. — Щукин И. Очерки геоморфологии Кавказа, ч. I (Большой Кавказ). Тр. Научно-исслед. инст. геогр. I МГУ, вып. 2, М., 1926. — Щукин И. Исследования в центральном Кавказе летом 1927 года. (Предв. отчет.). Землеведение, т. XXX, вып. 3, 1928, стр. 4—9. — Уровский Г. Геологические очерки Кавказа. Русск. вестн., т. 38, № 3, М., 1862, стр. 97. — Эйхельман Э. Э. Краткий очерк геологии и гидрологии района Кавказских минеральных вод. Прилож. к Зап. Русск. бальнеол. общ., т. VI, Пятигорск, 1904, стр. 10—11, 19—21. — Abich H. Vergleichende geologische Grundzüge der kaukasischen, armenischen und nordpersischen Gebirge. Prodromus einer Geologie der kaukasischen Länder. Aus den «Memoires de l'Académie des Sciences de St.-Petersbourg», VI sér., sciences mathématiques et physiques, t. VII, besonders abgedruckt. St.-Petersb., 1858, p. 25 (385). — Du Ron Léon. Note sur la géologie et l'hydrologie de la région du Bechtaou (Russie, Caucase). Bull. de la Soc. géol. de France, 3 sér., t. XII, Paris, 1884, p. 497, tab. XXIV, XXV. — Dr. J. A. Güldenstädt's Reisen nach Georgien und Imerethi. Aus seinen Papieren gänzlich umgearbeitet und verbessert herausg. und mit erklärenden Anmerkungen begleitet von Julius von Klaproth, Berlin, 1815, SS. 159—160. — Dubois de Montpéroux F. Voyage autour du Caucase, t. II, 1839, pp. 379—383; t. IV, 1840, pp. 482—483, Paris. — Güldenstädt J. A. Reisen durch Russland und im Caucasischen Gebürge. Auf Befehl der Russisch-kaiserlichen Akademie der Wissenschaften herausg. von P. S. Pallas, II Theil, St.-Petersb., 1791, S. 17. — Martel E. A. Sur la source sulfureuse de Matsesta (Transcaucasie) et la relation des cavernes avec les sources thermo-minérales. Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences, t. CXXXVIII, Paris, janvier-juin, 1904, pp. 999—1001. — Martel E. A. La Côte d'Azur Russe (Riviera du Caucase). Paris, 1909, Ch. XI, XV, XVI, XVII, pp. 195—199, Ch. XVIII, p. 217. — Pallas P. S. Bemerkungen auf einer Reise die südlichen Statthalterschaften des Russischen Reichs in den Jahren 1793 und 1794. Bd. I, Leipzig, 1799, SS. 343—344.

В. А. АПРОДОВ

ОСОБЕННОСТИ КАРСТООБРАЗОВАНИЯ В МОЛОТОВСКОЙ
ОБЛАСТИ

Молотовская область является страной классического карста. Карстовые явления наблюдаются здесь на территории площадью свыше 25 000 км². Они достигают грандиозных масштабов в виде карстовых котловин на Уфимском плато, пещер, подобных по размерам самой большой в СССР Кунгурской пещере, в виде исчезновения крупных рек в Кизеловско-Чусовском районе, и т. д.

Карст является серьезной помехой для горной промышленности, транспорта и сельского хозяйства Молотовской области. На территории Западного Урала отмечаются систематические карстовые землетрясения (Максимович, 1943). Здесь известен карст в карбонатных, гипсовых, соляных и терригенных породах. Глубинный эрозийный разрез дополняется в Молотовской области горными выработками и скважинами. Все это позволяет изучить местный карст значительно полнее, нежели в любых других карстовых районах СССР.

Несмотря на большую давность изучения карстовых явлений вообще, приходится до сих пор еще считаться с неразработанностью многих основных понятий по теории карста. Приведем самую сжатую формулировку ряда терминов и понятий, касающихся карстового процесса (Апродов, 1948). В дальнейшем эти термины мы употребляем для характеристики карстовых явлений в Молотовской области.

Под карстом мы понимаем геоморфологический процесс развития рельефа и растворимых пород литосферы в результате взаимодействия их между собой посредством подземных вод и под влиянием земного поля силы тяжести. Карстовый процесс фиксируется в карстопроявлениях. Под карстопроявлением нами понимается конкретное выражение карстового процесса в том или ином объеме карстующихся пород, характеризующееся необходимой связью всех своих частей. Карстопроявлениями могут быть полости в породах, рудные тела, пещерные новообразования (сталактиты, сталагмиты, глины), карстовые источники, формы рельефа, карстовая гидрография, карстовые обвалы и землетрясения.

По объемам вещества, вовлеченного в карстовый процесс, карстопроявления делятся на крипто-, микро- и макрокарстопроявления. В первых проявляется, главным образом, химическая обменная деятельность вод и карстующихся пород. Микрокарстопроявлением называется карстопроявление, объемы которого достаточны для транзита воды через породу, но еще недостаточны для проявления ею эрозии. Макрокарсто-

проявлением мы считаем карстопроявление, объемы которого достаточны для действия в нем эрозии, перераспределения горного давления и изменения направления карстового процесса в данном участке карстующихся пород.

Карстопроявления образуют карстополлиномы, т. е. устойчивые во времени совокупности, которые обуславливают развитие друг друга (например воронки, органичные трубы, пещеры, источники и т. д.).

Поверхность рельефа, наивысший и наинизший уровни карстовых вод являются границами объемов карстующихся пород, которые отличаются друг от друга направлением карстового процесса. Эти объемы пород можно назвать карстовыми секторами. Они подразделяются на эпи-, мезо- и гипокарстовые секторы, в которых развиваются эпи-, мезо- и гипокарстовые фации карста.

Под карстовой фацией мы понимаем совокупность всех особенностей типа, формы и эволюции карстопроявлений, присущих части литосферы, охваченной карстом, характер которого обусловлен положением этой части относительно рельефа, поверхности карстовых вод и базиса эрозии.

Эпикарстовый сектор и фация ограничены поверхностью рельефа и наивысшим уровнем карстовых вод. Ниже мезокарстовой расположена гипокарстовая фация, которая охватывает также и породы, лежащие много ниже базиса эрозии в районе.

Имеется определенная симметрия в направлении карстового процесса относительно среднего уровня карстовых вод. Выше этого уровня карстовый процесс направлен сверху вниз, около него — в горизонтальном направлении (пещерный горизонт), а ниже среднегодового уровня карстовых вод карстовый процесс способствует выносу вещества уже снизу вверх. Одним из проявлений гипокарста будут восходящие источники в долинах рек. Эти источники часто бывают минеральными.

Совокупность трех карстовых секторов в пределах влияния речной долины на подземные и наземные воды образует карстовую моносферу речной долины. Карстовые моносферы могут быть однородными — гомогенными и неоднородными — гетерогенными. Интенсивность карстопроявлений и зрелость карстовых форм рельефа постепенно убывают в карстовой моносфере по мере удаления от реки к водоразделам. Каждой речной террасе соответствует своя собственная моносфера. Долины рек с полициклическим развитием имеют несколько террас и бывают окружены в карстующихся породах карстовой полисферой, составленной из моносфер.

При сильном боковом смещении гидрографической сети древние карстовые моносферы постепенно выключаются из поля влияния реки. Образуется «мертвый карст» (последний термин с точки зрения динамики карста неприменим). Интенсивность карстопроявлений в таких долинах убывает по мере перехода с более молодых террас на более древние.

При сильном вертикальном эрозионном врезе рек карстовые моносферы проектируются друг на друга и более молодые из них развиваются на месте и за счет старых. В таком случае величина карстопроявлений (преимущественно карстовых форм рельефа) увеличивается по мере перехода с молодых террас на более древние.

Перейдем к описанию особенностей карста в Молотовской области. Здесь отмечено два вида карста, имеющих массовое распространение. Первый приурочен к карбонатным породам палеозоя в дислоцированной уральской геосинклинальной полосе и на северном окончании Уфимского

плато. На западном склоне Урала закарстованы карбонатные породы девона, карбона и нижней перми. На Уфимском плато карст в карбонатных породах развит в нижнепермских отложениях. Кроме этих районов, карст карбонатных пород карбона и перми отмечен значительно ниже базиса эрозии для районов г. Молотова, Верхне-Чусовских Городков и Краснокамска.

Второй вид карста приурочен к гипсам и ангидритам кунгурского, а отчасти и артинского ярусов в Прикамье.

В разрезе местного кунгура на западе Молотовской области имеется четыре пачки ангидритов и гипсов, переслоенных доломитами. Общая мощность этих растворимых сульфатных пород достигает иногда 200—300 м. Карст в гипсах достигает поэтому очень больших размеров, не уступая в силе проявления карсту карбонатных пород. Область распространения карста галогенных пород широкой дугой окаймляет северное окончание Уфимского плато, постепенно вытягиваясь в меридиональном направлении к Соликамскому соленосному бассейну.

Таким образом, в пределах Молотовской области намечается две параллельные полосы массового проявления карста, представленного эли- и мезокарстовыми фациями. Гипокарстовые же явления развиты по всему Прикамью, охватывая огромные территории. В сильном развитии гипокарстовых явлений мы видим одну из особенностей карстовых монофер в речных долинах Молотовской области. Например в Кизеловском районе гипокарст отмечен на глубине до 164 м ниже уровня р. Косьвы (на отметке —18).

В долине Камы около г. Молотова гипокарст отмечен в скв. № 1 Востоконефти даже на глубине 730 и 1260 м ниже уровня Камы (на абсолютных отметках —560 и —1100). Карстопроявления выражены здесь в виде крупной кавернозности известняков и доломитов среднего карбона. Полости очень часто бывают выполнены ангидритом. Можно думать поэтому, что эти карстопроявления относятся к крипто- и микрокарстопроявлениям (исходя из классификации их по динамике карстового процесса, согласно приведенной выше схеме подразделения карстопроявлений).

Интересно то, что отмеченные в Левшино гипокарстовые явления наблюдаются также в Краснокамске (на отметках —360 и —910) и в Верхне-Чусовских Городках (на отметке —1230). Таким образом, они характерны для территории свыше 150 км в длину, расположенной в долинах больших рек Прикамья: Камы и Чусовой. Н. П. Герасимовым эти явления трактуются как древний карст карбонового возраста, развившийся во время предполагаемого им перерыва в осадкоаккумуляции карбонового периода и сохранившийся до наших дней.

Оставляя этот вопрос открытым, укажем на очень большое сходство описанных гипокарстовых явлений в долинах Камы и Чусовой с подобными же явлениями для Кизеловского каменноугольного бассейна. Благодаря большому количеству шахт и скважин гипокарстовые явления там сравнительно хорошо изучены. Можно воспользоваться сводкой-таблицей (см. сл. стр.), составленной М. С. Кельманским, в которой даны глубины нижней границы распространения разных карстопроявлений.

Эти цифры показывают, что нижние границы зон распространения тех или иных карстопроявлений имеют поверхности, повторяющие современный рельеф. Они поднимаются под водоразделами и глубоко опускаются под речными долинами. Переходя от этих средних данных к частным случаям, приведенным Г. С. Бурениным, можно заключить,

что чем больше углубление долины и чем больше разница в колебаниях отметок водоразделов и дна ее, тем глубже расположена под дном долины нижняя граница карстовых пустот.

Так, для долины р. Кизела мы имеем, при разности отметок рельефа около 200, глубину нижней границы карстовых пустот на 100 м ниже дна реки (отметка +63). Для долины же р. Косьвы, при разности отметок рельефа около 300, глубина нижней границы пустот под долиной достигает уже 164 м (отметка -18).

Формы карстопоявлений	Глубина нижней границы распространения			
	на подоразделе		под долинами	
	глубина	абс. отм.	глубина	абс. отм.
Пещеры, расселины (1—10 м)	На 30—50 м выше дна рек	От +50 до +200	На 50—90 м ниже дна рек	+120
Полости и крупные каверны (0.15—0.50 м)	На 60—150 м ниже дна рек	+50	На 150—200 м ниже дна рек	+50 — 0
Мелкие и средние каверны и поры (0.01—0.1 м)	Более 150 м ниже дна реки	—400	Более 950 м ниже дна реки	Ниже —400

В нашем распоряжении нет данных о карстопоявлениях на реке Усьве, расположенной в центре пологого вздутья древних поверхностей выравнивания рельефа. Судя по тому, что на р. Косьве, расположенной ближе к этому центру, чем Кизел, мы имеем и более глубокую нижнюю границу гипокарста, можно думать, что в долине р. Усьвы гипокарст будет обнаружен еще глубже, чем в долине р. Косьвы.

Возвращаясь теперь опять к гипокарсту в долинах Чусовой и Камы, мы видим принципиальную однотипность этих явлений с гипокарстом долины Кизеловского района. Это, в частности, наводит на мысль о том, что ранее рельеф долины Камы и Чусовой был значительно более контрастным и разность отметок дна долины и водоразделов была гораздо больше, чем сейчас.

По нашим наблюдениям (Апродов, 1943) для молотовского Прикамья характерны три поверхности выравнивания: высокого коренного плато, высокой равнины и аллювиальной равнины. Они приподняты на 100, 60 и 25 м над Камой. Повидимому, в относительно недавнем прошлом существовали и другие, еще более высокие поверхности, к настоящему времени уже не сохранившиеся.

Одним из наиболее эффектных проявлений гипокарстовых процессов являются мощные восходящие источники в долинах рек, пересекающих карстовые районы. Молотовское и чердынско-соликамское Прикамье изобилуют такими источниками. В настоящее время для этих мест известно более двухсот мощных восходящих источников. Многие из них являются минеральными: солеными, сероводородными и известковыми. В свое время эти источники сыграли огромную роль в экономике края (солеварение со времен Ивана Грозного). Приведем несколько примеров таких источников.

По данным А. А. Иванова, в долине р. Барды, на Шумковском месторождении каменной соли, была вскрыта самоизливающаяся напорная вода с дебитом в 350 м³/час. С углублением буровой дебит воды возрастал. Рядом заложенные буровые были не только неводопосными, но и весьма сильно поглощали воду. В долине р. Кизел при проходке шахты были встречены постоянные притоки карстовых вод до 300 м³/час при давлении в 15 атмосфер. В долине Камы у Соликамска, при разведке в 7 км к югу от города, на глубине 50 м напорная вода дала приток в 225 м³/час. В этом же районе у деревень Зыряновой и Анкушино имеются восходящие источники, образующие крупную речку Черную и ряд прудов.

В русле р. Чусовой, выше г. Чусового, близ устья р. Койвы, известна большая карстовая воронка, называемая Глухой Поньш. Из этой воронки в русло Чусовой направляется восходящий поток воды, заметно вспучивающий всю поверхность реки в этом месте. Эти примеры можно было бы умножить.

Наши наблюдения 1945 и 1946 гг. за подобными же солевыми, сероводородными и известковыми источниками в районе Верхне-Чусовских Городков показывают, что напорная минеральная вода поднимается здесь по системе глубоких трещин северо-западного простирания с глубины в несколько сотен метров. Самые несложные подсчеты показывают, что лишь за один год каждый из таких источников способен выщелочить до 1000 м³ растворимой породы. Итак, гипокарстовые явления развиты в Молотовской области чрезвычайно сильно и широко, непропорционально с явлениями мезо- и эпикарстовыми.

Причиной этого является чрезвычайно сильная трещиноватость палеозойских пород на всей территории Молотовской области. Трещиноватость пород накладывает резкий отпечаток на всю местную гидрографическую сеть. Даже мелкомасштабные карты Молотовской области (масштаба 1 : 1 000 000) дают возможность убедиться в совпадении отдельных колен крупнейших речных долин с параллельными и перпендикулярными друг другу соседними прямыми. Часто вдоль этих прямых ориентируются изгибы разных долин, составляя, таким образом, как бы продолжение друг друга.

Еще более яркую картину связи речной сети с трещинами дают крупномасштабные карты разных районов Молотовской области. На них видно, что даже мелкие третьестепенные притоки и крупные овраги подчиняются в своем расположении этой же закономерности. Это явление прослеживается в равной степени хорошо как для области распространения метаморфических пород, так и для дислоцированного палеозоя западного склона Урала и для спокойно залегающих пород платформенной западной части Молотовской области. Ориентировка этих тектонических линий повышенной трещиноватости пород обнаруживает правильную зависимость от некоторых центров новейших эпейрогенических поднятий.

Пока можно наметить два таких местных центра поднятий: район ст. Усьва, на железной дороге Чусовая—Соликамск (Толстихина, 1937), и район с. Суксун, в 70 км южнее г. Кунгура на Уфимском плато (Варсановьева, 1915; Толстихина, 1937). От этих центров радиально расходятся прямые, вдоль которых ориентируются колена речных долин. Очень характерно резкое уменьшение густоты речной сети в районе окончания Уфимского плато и в непосредственном с ним соседстве. Это происходит вследствие исчезновения здесь мелких притоков в трещиноватых поро-

дах и превращения речных долин в суходолы. Одновременно с этим грунтовые и подземные воды уходят очень глубоко, что совершенно исключает возможность использования их населением. Это обстоятельство заставляет местное население селиться либо около рек, либо у крутых оврагов, там, где имеются скудные выходы нисходящих эпикарстовых источников.

В ряде случаев население использует в таких обезвоженных районах поверхностную воду, застаивающуюся в некоторых карстовых воронках. К таким районам могут быть отнесены: Суксунский, Ординский, Кишертский, Кунгурский, значительная часть Городковского, Добрянского и других районов Молотовской области. Водоснабжение этих районов исключительно сложно. На водоразделах на протяжении десятков километров нельзя иногда встретить ни одного колодца. Если бы не значительное количество осадков, выпадающих здесь (свыше 600 мм в год), и не мощный глинистый покров, одевающий трещиноватые пермские породы, мы имели бы здесь, в Приуралье, пустынные пространства, подобные нагорью Карста или Крымской яйле.

Эта исключительно сильная трещиноватость пород приводит к очень быстрому дренажу всех вод, попадающих в коренные породы. Благодаря этому вокруг зияющих трещин образуется небольшая по мощности сфера выветривания, а основная масса породы остается мало затронутой выщелачиванием. В центре таких участков иногда сохраняется даже совершенно негидратизированный ангидрит, растворимые соли и тому подобные малоустойчивые в зоне выщелачивания минеральные образования.

С другой стороны, это же обстоятельство обуславливает сильную аэрацию пород по трещинам в глубине их массива. Для Молотовской области поэтому весьма характерны мощные воздушные (а в ряде случаев и газовые) струи, приуроченные к трещинам палеозойского субстрата. Трещиноватостью же объясняется наличие мощных жильных нисходящих вод в эпикарстовой фации в ряде районов Молотовской области. В частности, такие нисходящие жильные воды наблюдаются в окрестностях гг. Молотова, Чусового и т. д.

Масштабы карстопроявлений постепенно возрастают по мере приближения к речным долинам и к центрам молодых эпейрогенических поднятий. Они достигают максимума в районе гг. Кунгура и Суксуна, где известны грандиозные пещеры (Кунгурская) и обширные карстовые депрессии — долины (р. Кишерка, р. Седушка), карстовые озера с диаметром в несколько сот метров (озера Круглое, Дикое и др.). Кунгурский район характерен частыми карстовыми землетрясениями (землетрясение 17 августа 1914 г. и 10 августа 1915 г.). Не менее мощны карстопроявления и в районе гг. Чусового, Губахи и Кизела. Здесь отмечаются исчезновения целых рек (Губашки, Глухой, Поньша и др.), карстовые долины. Здесь же отмечаются и карстовые землетрясения (Максимович, 1943).

Можно констатировать прямую связь масштабов карстопроявлений с интенсивностью молодых и современных эпейрогенических движений.

Многочисленные геологические исследования, проведенные в Молотовской области за последнее время, позволили установить наличие многочисленных древних погребенных карстопроявлений.

Наиболее древние эпохи карстообразования относятся еще к девону и карбону. Для восточного склона Урала П. Проппин устанавливает 1) эйфельскую, 2) турнейскую, 3) верхне-визейскую и 4) средне-карбовую «эпохи карстообразования».

Благодаря этим процессам накапливались и формировались месторождения руд. А. П. Сиговым отмечаются: 1) триасовая, 2) юрско-меловая, 3) олигоценово-миоценовая и 4) плиоценовая «эпохи карстообразования» на Урале. Добавим от себя, что мы должны считаться с возможностью наличия погребенных карстопроявлений верхнепермского возраста.

Карст развивался в Молотовской области в конце огромных циклов накопления осадков в условиях последовательно повторявшейся континентальной обстановки. Очень интересно то, что мы обнаруживаем определенную приуроченность большинства древних и современных карстопроявлений к сравнительно немногим одним и тем же районам Молотовской области. В основном это опять-таки Уфимское плато и Кизеловско-Чусовский район. Последнее обстоятельство заставляет предположить некоторое постоянство эпейрогенических и орогенических движений на территории Молотовской области.

Итак, здесь характерны следующие особенности карстообразования:

- 1) интенсивное развитие трещинной тектоники, определяющей собой современные очертания гидрографической сети многих районов области;
- 2) наличие значительных эпейрогенетических древних и молодых движений;
- 3) гипертрофия гипокарстовой фации в карстовых моносферах речных долин;
- 4) мощный вынос вещества гипокарстовыми глубинными источниками;
- 5) цикличность карстообразования и унаследованность его в некоторых районах;
- 6) грандиозные масштабы современных карстопроявлений на Уфимском плато и в Кизеловско-Чусовском Урале.

Литература

- А н р о д о в В. А. О геоморфологии Молотовского Прикамья. Изв. ВГО, 1943, № 1. — А н р о д о в В. А. О некоторых вопросах теории карста. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1948, № 3. — В а р с а н о ф ь е в а В. А. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья. Землеведение, кн. 4, 1915. — М а к с и м о в и ч Г. А. К характеристике сейсмических явлений в Молотовской области. Изв. ВГО, 1943, вып. 4. — Т о л с т и х и н а М. М. К вопросу о наличии молодых поднятий на Среднем Урале. Изв. ГГО, 1937, вып. 1.

1952 · ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК · I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

С. Г. КАШТАНОВ

КАРСТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В РАЙОНЕ МОРКИНСКОЙ
ВОЗВЫШЕННОСТИ

В пределах Марийской АССР карстовые явления имеют довольно широкое распространение. В литературе эти явления стали известны благодаря работам А. В. Нечаева (1893), П. И. Кротова (1894) и особенно Б. Ф. Добрынина (1933).

Моркинская возвышенность представляет собой южное продолжение Марийско-Вятского вала и является наиболее приподнятой частью востока Марийской АССР, господствующей над соседними низинами. Средняя высота Моркинской возвышенности 160—180 м над уровнем моря. Описываемый район сильно изрезан овражно-речной сетью. Высшие точки рельефа находятся на куполообразных холмах — горах Каркан, Большой Карман-курук, Малый Карман-курук и достигают 200—210 м абсолютной высоты. Здесь, вследствие значительной приподнятости слоев и расчлененности их овражно-речной сетью, обнажаются образования татарского и казанского ярусов пермской системы.

Татарский ярус сложен красно- и пестроокрашенными породами: глинами, мергелями, известняками с прослоями и мощными линзами косо-слоистых песчаников. Залегают они на наиболее высоких частях водораздельных склонов.

Широкое развитие имеет казанский ярус, более полные разрезы которого наблюдаются на рч. Воньже близ дд. Себе-усады, Овда-сола, Кумужьял, Кожлаер, Кич-кинерь, Юрдур и др.

В сложении казанского яруса принимают участие известняки и доломиты — содержащие местами включения гипса (гора Карман-курук), песчаники и глины. Мощность отложений казанского яруса около 100 м. В центральной зоне Марийско-Вятского вала были обнаружены нижнепермские брекчневидные известняки, выходящие на поверхность у дд. Шурги, Чукши и Каменной Горы. Мощность обнаженных брекчневидных известняков достигает 40—50 м (д. Шурга).

Обширные площади, занятые выходами на поверхность казанских отложений и, местами, брекчневидных пород нижней перми, представляют собой типичную область карста. Вся карбонатная толща пород Марийско-Вятских поднятий, независимо от возраста, глубоко поражена карстом. Карст развит как глубокий, так и мелкий.

Мелкий карст представлен в виде небольших воронок и чашевидных впадин, окаймляющих водораздельные склоны речек Воньжа, Илеть, Ировка, Шалю-олок, Ярачка и др. Карстовые воронки располагаются

одиночками (Кучук-киперь, Малопмаш), группами (Кожлаер, Овда-сола) и цепочками (Олок-ял, Овда-сола, Каркатово). Ширина воронок 15—50 м, глубина их 8—15 м, редко более.

Интересный пример мелкого карста, развитого в окрестностях д. Кучук-киперь, описывает Б. Ф. Добрышин (1933). Деревня расположена на склоне возвышенности к глубокой долине рч. Воньжи. В верхней части ее, близ школы, на высоте, примерно, 160 м над уровнем моря, в одном из крестьянских дворов имеется провальная воронка округлой формы, живописно заросшая деревьями (елью, сосной и березой). Ширина воронки около 50 м, глубина до 12 м. В деревне недалеко от описанной воронки находится другая воронка, имеющая чашевидную форму. В нижнем конце д. Кучук-киперь имеется еще несколько воронок, одна из них, расположенная в более пониженной части, заполнена водой и образует озеро.

Куполообразные холмы — горы Большой и Малый Карман-курук и Каркан-гора, сложенные известняками и загипсованными доломитами казанского яруса, — сопровождаются многочисленными мелкими воронками и озерами, располагающимися в основании склонов.

Гора Большой Карман-курук находится между деревнями Овда-сола и Олок-ял, расположенными примерно на отметках 160 м. Гора вытянута в северо-восточном направлении и имеет длину свыше 2 км, возвышаясь над окружающей местностью на 40—60 м. С северной, восточной и западной сторон у подножья горы располагается цепочка воронок, местами находящихся так близко друг от друга, что образуют как бы «воротничок» неглубоких воронок, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Такая же примерно картина наблюдается у подножья горы Малый Карман-курук и Каркан-горы. Воронки эти имеют правильную форму, глубина их редко достигает 15 м, обычно меньше. Воронки сухие, заросшие травой, местами деревьями, лишь в некоторых из них собирается вода и образуются неглубокие озера.

По р. Воньже, например, эти цепочки воронок проявляются исключительно по толще оолитовых известняков, залегающих в кровле нижнеказанских отложений, благодаря чему они нередко служили нам стратиграфическим признаком. Глубокие формы «воротничковых» воронок в ряде случаев переходят в слепые долины, представляющие собой своеобразные рвы, состоящие из соединяющихся карстовых воронок вокруг небольших, но высоко приподнятых холмов (горы Большой Карман-курук, Малый Карман-курук и др.). Возможно, что указанные горы-одиночки являются останцовыми. Карстовый пояс так же четко очерчивается около Керебелякской возвышенности.

Характерно, что в районе упомянутых гор совершенно отсутствуют родники. Интересное явление отмечено на рч. Кумужьянке, правом притоке рч. Воньжи. В долине речки, до д. Кумужьял, протекает небольшой ручей, образованный выходами подземных вод в верховьях речки из водоносных горизонтов, залегающих в основании татарского яруса. Несколько ниже д. Кумужьял ручей как только доходит до доломитов, содержащих гипс (верхнеказанского подъяруса), так тотчас просачивается вглубь, исчезает, и дальше долина Кумужьянки становится сухой.

Многие речки (Визимбир, Изюмка, Воньжа и др.) исчезают и на протяжении нескольких километров совершают свой путь под землей. Поглощение поверхностных и атмосферных вод является характерным для описываемого района.

Глубокий карст в виде больших озер приурочен преимущественно к долинам рек. Нами обследовалась долина рч. Воньжи, в которой распо-

ложено несколько озер, наиболее крупные из них имеются у дд. Мастар, Кожлаер, Юрдур и др.

Долина рч. Воньжи довольно глубокая, хорошо разработанная, ширина долины у д. Кожлаер достигает 300 м, склоны долины довольно высокие, обычно они закрыты осыпями или делювиальными суглинками и покрыты лесами, лугами, местами распахиваются. Овраги, открывающиеся в рч. Воньжу, широкие, старые, заросшие лесом; лишь в некоторых оживившихся можно наблюдать размыв коренных пород казанского яруса. По дну долины Воньжи местами протекает ручей, очень часто теряющийся и затем вновь вытекающий из озер.

По дну и склонам Воньжи часто встречаются карстовые воронки. Особенный интерес представляют озера Юрдур, Кожлаер и Пулер.

Оз. Юрдур, находящееся близ деревни того же названия, имеет форму, близкую к овальной, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Длина озера около 2 км, ширина около 1 км. На озере имеется несколько островков, покрытых лесом; на одном из них, наиболее крупном, расположенном в восточной части, близ высокого коренного берега, имеется небольшая провальная воронка. Речка Воньжа впадает в озеро в северо-восточной части, выходит из озера посредине южной части берега, где наблюдается уход речки в типичную провальную воронку (поглощающий понор), расположенную у высокого участка берега. Поверхность понора находится на 1—2 м ниже уровня озера, благодаря чему вода в понор поступает бурлящим ручьем. В окрестностях оз. Юрдур на водораздельных склонах имеется мелкий карст.

В окрестностях д. Кожлаер есть два озера. Верхнее — Пулер — имеет размеры, примерно, 200—250 м в поперечнике, из него вытекает ручей, впадающий в нижнее озеро Кожлаер. Последнее имеет также овальную форму, вытянутую с северо-запада на юго-восток, длиной до 0.5—0.6 км и шириной до 0.2 км. По замерам местных старожилов наибольшая глубина озера превышает 25 м.

В долине рч. Воньжи, в районе озер Пулер и Кожлаер, обнажаются породы нижнеказанского подъяруса мощностью до 20—25 м. Если принять мощность нижнеказанских отложений в 40 м и глубину озер до 25 м, то напрашивается вывод, что глубокие озера связаны с карстованием уже нижнепермских отложений.

Кроме того, в долине р. Воньжи имеется ряд неглубоких воронок, сухих в летнее время года, но служащих понорами в весенний период. Весной полая вода бурлящим потоком с шумом устремляется вниз в эти воронки. Такие воронки — поноры отмечены на пойме речки близ д. Мастар, на 1.5 км ниже д. Кожлаер и др.

Ряд крупных карстовых озер имеется южнее описываемого нами района (Кичнер, Яльчевское, Глухое и др.). Глубина этих озер до 20—40 м при площади в несколько квадратных километров.

История образования карста в описываемом районе нам представляется в следующем виде.

Первоначально образовался мелкий карст, располагающийся на склонах водоразделов, сложенных образованиями казанского яруса. Появление воронок и чашевидных впадин, приуроченных главным образом к склонам высот и отлогим площадям их окраин, находится в связи с тектоническим поднятием территории и интенсивным смывом покрывающих образований татарского яруса, вследствие чего обнажился и подвергся процессам карстообразования казанский ярус. Трещины явились первыми путями для воды, которая, проникнув по ним, производила свою

разрушительную работу, превращая узкие трещины в сравнительно широкие пустоты и вырабатывая сложную сеть ходов.

Трещины связаны с одной стороны с тектоникой, с другой — с глубинным выветриванием. Зона наибольшей трещиноватости обычно приурочена к тектоническим структурам, поэтому участки тектонического нарушения пластов будут находиться в условиях, более благоприятствующих развитию карста. Вот почему интенсивные проявления карста приурочены к зоне Марийско-Вятских поднятий; при этом наличие известняков и гипсоносных доломитов, находящихся на определенных гипсометрических уровнях, и воздействие на них подземных и поверхностных вод дало правильное расположение рядов (цепочек) и групп воронок.

Процесс этот мог быть настолько интенсивным, что в ряде мест более глубокие проявления карста могли достигнуть нижней перми, сложенной толщей сульфатно-карбонатных пород, и воды, поступающие в них, могут размывать эти породы; с другой стороны, эти провалы способствовали развитию овражно-речной сети.

В верховьях некоторых оврагов бассейна рч. Воньки и Яранки наблюдаются линейно расположенные карстовые воронки, причем замечается совпадение их расположения с направлением трещиноватости. Это явление указывает на взаимную связь образования оврагов, карстовых процессов и трещиноватости.

Рассматривая современную систему трещиноватости, можно отметить вертикальную фильтрацию выпавших осадков и поглощенных поверхностных вод в толще казанских отложений и горизонтальную, осуществляющуюся, повидимому, на некоторой глубине уже в пределах нижнепермской толщи.

Проявление альпийского орогенеза вызвало омоложение рельефа, а это привело к усиленному стоку поверхностных вод, вследствие чего оживились процессы механического разрушения горных пород.

Омоложение рельефа вызвало также углубление речной эрозии. Долины крупных рр. Камы и Волги врезались в нижнюю пермь (Камское Устье, Казань; Зеленодольск и др.). В этот период интенсивной циркуляции подземных вод в казанских и нижнепермских отложениях происходило выщелачивание пород. Процессы карстообразования могли быть настолько активными, что в ряде мест более глубокие проявления карста достигали нижней перми. Для района казанского Поволжья доказано, что глубокий карст связан с разрушением и выщелачиванием нижнепермских пород; наибольшего размаха он достиг в дочетвертичное время. Возможно, что именно в это время имел место глубокий карст и в пределах описываемого нами района, приведший к образованию крупных провалов — озер.

В левантинский век территория Прикамья и Поволжья значительно опустилась, что привело к крупной акчагыльской трансгрессии. Последняя привела к ослаблению карстовой деятельности, возможно даже местами и консервации их (долина р. Камы).

Изучение карстовых процессов в районе казанского Поволжья позволяет наметить до трех этажей карстования, расположенных один над другим примерно в 30—45 м, которые несомненно связаны с изменением базиса эрозии. Это, в свою очередь, было вызвано колебательными движениями, происшедшими, повидимому, в четвертичное время, следовательно процесс образования мелкого карста, продолжавшийся затем в течение всей четвертичной истории, совершается и поныне, о чем свидетельствуют

свежие мелкие воронки, располагающиеся на склонах глубокого карста, а также провальные воронки, находящиеся в междуречьях или в верховьях рек (рч. Визимбир, окрестности д. Кужеры и др.).

Литература

- Добрынин Б. Ф. Землеведение, т. 35, 1933, вып. 2—3. — Каштанов С. Г., Уч. зап. Каз. Гос. ун-ва, т. 98, 1938, кн. 5—6. — Каштанов С. Г. Докл. АН СССР, т. XL, 1943, № 2. — Кротов П. И. Землеведение, кн. 3, 1894. — Нечаев А. В. Тр. Каз. общ. естествоисп., т. 25, 1893, вып. 3. — Нопский М. Э. Изв. геол. комит., т. XLIII, 1924, № 6. — Чердынец В. А., Е. И. Тихвинская, В. Н. Семеновский, А. А. Миртова, П. В. Дмитриев, С. Г. Каштанов, Н. Г. Зоков. Тр. Моск. геол. упр., вып. 30, 1939. — Семеновский В. Н. Уч. зап. Каз. Гос. ун-ва, 1940.

А. П. СИГОВ

О ВОЗРАСТЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ПРОДОЛЬНЫХ ДЕПРЕССИЙ УРАЛА

Характерным элементом рельефа Урала являются продольные, т. е. согласные с простиранием пород, депрессии рельефа, называемые часто межгорными или межхребтовыми депрессиями. Они хорошо выражены в рельефе горных участков Урала, разграничивая отдельные хребты, в частности на Северном и Южном Урале. В области же сильно сниженного Среднего Урала и на равнинном восточном склоне описываемые депрессии становятся гораздо менее отчетливыми.

Часто описываемые депрессии имеют меридиональную ориентировку, именно там, где простирание геологических структур также меридионально. В других случаях простирание депрессий северо-восточное или северо-западное, но опять-таки обычно согласное с геологическими структурами. Гораздо реже, скорее в виде исключения, депрессии секут геологические структуры или располагаются к ним диагонально.

Изредка депрессии почти на всем своем протяжении вмещают долины современных рек, в большинстве же случаев только отдельные отрезки современной гидрографической сети укладываются в границы депрессий, причем часто одна и та же депрессия включает отрезки двух или нескольких рек с различным направлением течения.

Наконец, могут быть отмечены депрессии, на большей части своего протяжения не имеющие современных водотоков (Ивдельско-Тагильская и некоторые другие).

Уже одно это обстоятельство указывает на то, что образование описываемых депрессий не может быть объяснено эрозионной деятельностью современной гидрографической сети и что последняя только заимствовала местами более древние отрицательные формы рельефа, какими являются указанные депрессии. Мало того, обращаясь к равнинному восточному склону Урала, мы можем констатировать наличие ложбин в палеозойском ложе, почти или совсем не выраженных в современном рельефе.

Геоморфологические работы, проведенные на Урале за последние годы рядом организаций, позволяют внести некоторую ясность в вопрос о генезисе и возрасте описываемых депрессий.

Вопрос о генезисе и возрасте отрицательных форм рельефа может получить наиболее определенное разрешение при наличии в их пределах достаточно полного разреза палеонтологически датированных отложений. Во многих случаях, однако, палеонтологические остатки отсутствуют, и здесь некоторую помощь дают геоморфологические, литологи-

ческие и некоторые другие сопоставления. В частности, следует сказать несколько слов о литологических критериях.

Как известно, на Урале в четвертичное время, в связи с сравнительно холодным климатом, преобладало физическое выветривание горных пород. В силу этого в составе обломков четвертичных отложений присутствуют почти не выветрелые различные породы и минералы, состав которых зависит от геологического строения питающей провинции. Иным является рыхлый материал верхнетретичного периода, представленный так называемой «красноцветной толщей». Интенсивная красная и краснобурая окраска, полученная за счет присутствия окислов железа и марганца, и наличие в этих отложениях железисто-марганцовистых стяжений («бобовника») отмечают значительную миграцию указанных химических элементов, а следовательно и достаточно интенсивное проявление химического выветривания. Последнее, однако, не настолько сильно, чтобы превращать горные породы в рыхлую глинистую массу, и в составе обломков, так же как и в четвертичных отложениях, присутствуют различные породы и минералы, лишь более заметно выветрелые.

Совсем иной литологический комплекс мы наблюдаем среди всех более древних континентальных осадков, от миоценовых и вплоть до низов юры. Среди уральских геоморфологов за ними упрочилось название «белоцветов». Они представлены кварцевыми галечниками, кварцевыми же песками и каолиновыми глинами, т. е. осадками, теснейшим образом связанными с размытом древней коры выветривания, каолинового типа. Цвет отложений часто белый, отчего и произошло название «белоцветы», нередко, однако, — красный, желтый, черный и т. д., в зависимости от красящего пигмента. Преимущественным развитием пользуются речные и озерные осадки, а среди мезозойских образований также так называемая «беликовая толща», предположительно верхнеюрского возраста, образовавшаяся в своеобразных условиях карстовых областей. Следует отметить, что «белоцветы» мезозойского возраста (юра—мел) и третичного (олигоцен—миоцен) почти не отличимы по литологическому составу друг от друга.¹

Переходя к еще более древним эпохам, мы должны констатировать, что триасовое время характеризовалось отсутствием упомянутой древней коры выветривания (по крайней мере для основной части площади Урала) и обломочный материал челябинской, буланаш-елкинской и боголовской триасовых толщ имеет разнообразный петрографический состав.

После сделанного отступления вернемся к рассмотрению депрессий. В описании и на схеме (рис. 1) фигурируют лишь те депрессии, по которым имеется сколько-нибудь надежный материал для их датировки. Целый ряд депрессий, особенно западного склона Урала, не располагающих таким материалом, из рассмотрения исключены. Описание начнем с восточного склона Урала, где депрессии обладают большим количеством данных для их датировки.

Здесь могут быть выделены две группы депрессий: выраженных в современном рельефе и погребенных. На западном склоне пока выделены лишь депрессии, выраженные в современном рельефе (рис. 1).

Нижеописанные депрессии (с 1 по 9) восточного склона Урала выражены в рельефе на всем своем протяжении или частично.

¹ На Урале пока не установлены континентальные отложения верхнемелового — палеогенового возраста, отвечающие по времени эпохе морских трансгрессий.

1. Туринско-Богословская депрессия.¹ Прослежена на протяжении 370 км от северной рамки карты (рис. 1) до соединения с Ивдельско-Тагильской депрессией (см. ниже). На всем этом протяжении депрессия приурочена к полосе силур-девонских эффузивов и подчиненных им известняков. На северном продолжении депрессии за рамкой карты, в долине р. Лепли, установлены отложения, по А. Яншину — триасового возраста.

Южнее в пределах описываемой депрессии находятся Волчанское и Богословское бурогольные месторождения, приуроченные к дислоцированным отложениям верхнетриасового (нижнеюрского?) возраста.

Наряду с ними здесь и несколько южнее встречались и более молодые мезозойские осадки. Так, В. Сергивским на Ауэрбаховском руднике из верхней части континентальной свиты, содержащей «бирюзовые галечники», была собрана флора верхнемелового возраста. Н. Павловой установлено наличие нижнемеловой пылцы в отложениях Белкинского месторождения огнеупорных глин, а также в толще, содержащей «бирюзовые галечники» Ауэрбаховского рудника.

В южной части описываемой депрессии протекает р. Тура. Здесь, на участке р. Малой Именной, еще в прошлом столетии были установлены отложения, содержащие бурые угли.

Эти отложения, по П. Есипову, тождественны с триасовыми осадками Волчанского и Богословского участков. Из более молодых континентальных отложений в этой части депрессии широко развиты «белоцветы». В отдельных пунктах их возраст определен по пылке как третичный, но так как они не отличны от типичных отложений мезозоя, то местами, возможно, имеются и мезозойские (юрско-меловые) образования.

Все изложенное позволяет заключить, что Туринско-Богословская депрессия заложилась еще в триасе при участии тектонических процессов (дислоцированность и большая мощность угленосных осадков) и была заимствована речной сетью в последующие эпохи, вероятно, вплоть до миоцена включительно.

2. Ивдельско-Тагильская депрессия. Общее установленное протяжение депрессии до 450 км, причем к северу она, вероятно, продолжается и дальше, будучи погребена под палеогеновыми морскими.

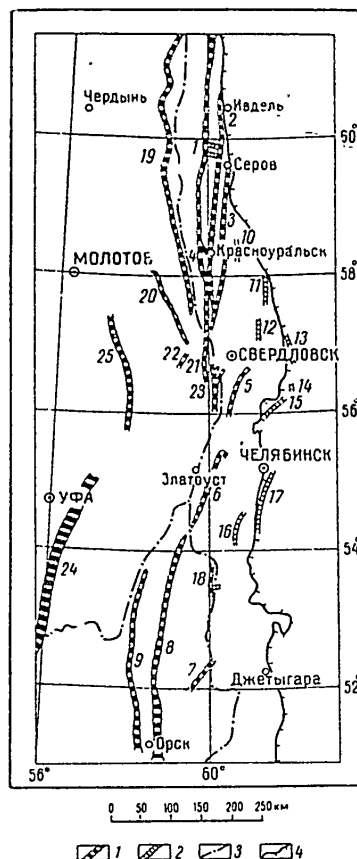


Рис. 1. Эрозивно-тектонические депрессии Урала.

1 — междуречные депрессии; 2 — погребенные депрессии; 3 — современный водораздел; 4 — западная граница сплошного палеогенового покрова.

¹ №№ депрессий в тексте и на рис. 1 совпадают.

осадками. Данная депрессия отчетливо выражена в рельефе только в южной своей части. Южнее г. Таггала депрессия разветвляется на две, из которых одна уходит на соединение с расположенной восточнее Невьянско-Кантуровской депрессией, другая следует вдоль верхнего течения р. Таггала и отсюда переходит на западный склон Урала. На всем своем протяжении депрессия приурочена к полосе силуро-девонских эффузивов и известняков.

Мощность мезозойских отложений достигает 60 м. Возраст их определяется И. Рожковым по флористическим остаткам и пылице как нижнеюрский. На этой же площади Н. Павловой встречены континентальные отложения с нижнемеловой пылицей, слагающие, повидимому, более высокие горизонты континентальной толщи. В районе Самского рудника Е. Молдаванцевым в 1925 г. установлены отложения с верхнемеловой флорой. На участке рр. Каменки и Замарайки Ивдельско-Тагильская депрессия была установлена еще в 1935 г. О. Лахтиновым, отметившим здесь меридиональную впадину древнего рельефа.

Южнее впервые установлена А. Карпинским (1889), а затем прослежена В. Сергиевским на значительном протяжении Катасьминско-Караульская депрессия, представляющая собой часть описываемой Ивдельско-Тагильской депрессии. По остаткам флоры, собранным В. Сергиевским у д. Мысовой, залегающие здесь отложения датируются юрой и предположительно лейасом. Отложения слабо дислоцированы с углом наклона слоев до 12° . Из этих же отложений позднее была собрана флора И. Рожковым (1945), также указывающая на нижнеюрский или даже верхнетриасовый (?) их возраст. Описанные отложения подстилаются древней корой выветривания. К югу от с. Караул депрессия продолжается, и часть ее, прилегающая к р. Туре, выделена К. Никифоровой под названием Актайско-Талицкой депрессии. Здесь К. Никифоровой установлены только более молодые отложения, датируемые по присутствию пылицы *Pterocarya* миоценом, но по притоку р. Туры, рч. Мельничной-Карелинской, были вскрыты древние континентальные отложения, перекрытые морским палеогеном, что с несомненностью указывает на их мезозойский возраст.

Далее к югу выраженная в рельефе депрессия продолжается до р. Таггала и затем вдоль последней до ее верховий.

Указаний о присутствии мезозойских континентальных отложений на этом интервале не имеется.

На основании изложенного можно заключить, что Ивдельско-Тагильская депрессия образовалась не позже нижней юры.

Будучи частично погребена под морскими осадками в эпоху трансгрессий, она вновь продолжает развиваться в третичное время, вероятно, вплоть до перераспределения речной сети в плиоцене.

3. Невьянско-Кантуровская депрессия. Невьянско-Кантуровская депрессия начинается в виде ясно выраженной в рельефе впадины несколько южнее Верх-Нейвинска и прослеживается на протяжении около 350 км, скрываясь в районе г. Серова под толщей морского палеогена. В средней и северной своей части она в современном рельефе не выражена и частью погребена под палеогеновым покровом. В южной части депрессия приурочена к силуро-девонским эффузивам и известнякам, в районе г. Красноуральска залегает на гранитах; севернее субстрат не известен.

В районе г. Серова погребенный участок данной депрессии был установлен еще в 1935 г. О. Лахтиновым. В последние годы на этом участке

депрессии была пробурена скважина, установившая под 190-метровой толщей морского палеогена песчано-глинистые отложения мощностью до 30 м, лежащие на коре выветривания палеозойских пород. К сожалению, эти отложения остались почти не изученными, литологические же их особенности позволяют видеть в них представителей континентальных осадков мезозоя.

Большой интерес представляет указание О. Лахтинова о наличии в районе г. Серова не только меридиональных, но и почти широтных депрессий, поперечных к первым. Одна из них использована долиной р. Каквы у г. Серова. Палеозойский фундамент здесь был вскрыт буровой скважиной на глубине 50 м от поверхности. Другая приурочена к долине р. Туры. Эти депрессии более узки, чем сопряженные с ними меридиональные депрессии.

Часть Невьянско-Кантуровской депрессии, расположенная южнее по р. Ляле, описана по данным А. Карпинского (1889), первого, кто отметил наличие погребенных меридиональных ложбин в древнем рельефе восточного склона Урала.

Южнее, близ р. Туры, описываемая депрессия выполнена белыми глинами, кварцевыми песками и галечниками. В сторону междуречий эти отложения перекрываются морским палеогеном, что указывает на их мезозойский возраст.

Несколько южнее, по р. Ленежке, впадающей в р. Саяду, известно Леневское месторождение мезозойских огнеупорных глин. Белая огнеупорная глина перекрывается кварцевым галечником, связанным такой же глиной, выше залегает серая опока и опоквидный конгломерат, вероятно, палеогенового возраста.

И. Рожков предполагает, что мезозойская река текла в северном направлении.

Древние отложения, повидимому мезозойского же возраста, наблюдались в бассейне рр. Большой и Малой Быньги, на южном продолжении данной депрессии. Они представлены цветными и белыми глинами и кварцевыми галечниками, залегающими частью в виде «косых пластов». Еще южнее древние отложения аналогичного литологического состава довольно широко представлены в районе г. Невьянска, где они отмечались многими исследователями, предположительно определявшими возраст этих отложений как мезозойский.

Как следует из изложенного, Невьянско-Кантуровская депрессия возникла в мезозое, хотя более точная ее датировка пока затруднительна. В эпоху морских трансгрессий (верхний мел—палеоген) депрессия прекратила существование на большей части своего протяжения.

4. **Б а р а н ч и н с к а я д е п р е с с и я.** Имеет протяжение около 50 км, соединяясь на север с Турпинско-Богословской, на юг с Ивдельско-Тагильской депрессией. Проходит преимущественно среди габбровых пород.

Литологический состав этих рыхлых отложений в депрессии позволяет И. Рожкову относить время их образования к мезозою, а следовательно, можно предполагать, что и сама депрессия образована в мезозойское время.

5. **И т к у л ь с к о - С ы с е р т с к а я д е п р е с с и я.** Прослеживается на длине около 80 км, располагаясь в южной своей части на полосе ксенолитов среди сысертского гранитного массива, а в северной — на песчаниках и сланцах каменноугольного возраста.

В пользу существования в пределах депрессии древней реки говорит присутствие хорошо окатанной гальки в отложениях небольших ручьев и рек, а также обогащение шлихов комплексом устойчивых минералов в районе оз. Иткуль.

Типичные «белоцветы» наблюдались нами только в одном месте, в северной части депрессии близ д. Кадниковой. Они представлены белыми и цветными каолиновыми глинами и кварцевыми песками. Пыльцевым анализом в этих отложениях установлены единичные зерна пыльцы растительных форм, существовавших в мезозое. Возраст депрессии определяется в значительной степени предположительно как мезозойский.

6. Миасская депрессия. Депрессия хорошо выражена в рельефе и прослеживается на длине около 150 км от пос. Учалы до оз. Аргазы, следуя полосам сплуро-девонских и каменноугольных эффузивов с подчиненными им известняками.

Днище депрессии имеет уклон к северу около 1 м/км, т. е. нормальный для современных уральских рек среднего протяжения.

Древние континентальные отложения типа «белоцветов» установлены нами в двух пунктах в восточном борту депрессии и залегают на высоте около 50 м над зеркалом р. Миасс. Несколько севернее шпроты оз. Аргазы депрессия замыкается, в то время как на восток она здесь открыта в сторону Западно-Сибирской низменности. Широкое развитие к востоку от оз. Аргазы древних галечных накоплений, частью типа «белоцветов», указывает, что древняя река, выработавшая депрессию, выходила здесь к востоку на равнину. Возраст депрессии не моложе олигоцен-миоценового, скорее всего мезозойский.

7. Колчинская депрессия. Колчинская депрессия прослеживается в юго-западном направлении на протяжении свыше 50 км, от хут. Колчино до пос. Кваркено. Она следует вдоль полосы пород каменноугольного возраста. Древние рыхлые отложения представлены мощной толщей кварцевых галечников и песков, белых и цветных каолиновых глин. Галька имеет прекрасную окатанность. Мощность отложений местами превышает 100 м.

Среди площади развития этих отложений установлен другой комплекс — с преобладанием глинистых разностей, который, повидимому, залегает сверху. Здесь содержится пласт лигнита, перекрывающий галечники, лежащие в основании второй толщи. В лигнитах К. Никифоровой была обнаружена флора, указывающая на неогеновый возраст второй толщи. Первая же из описанных толщ, повидимому, является более древней и, вероятно, относится к мезозою, тем более, что местами она подстилается типичными «беликами», как, например, на Михайловском припске.

8. Уртаямская депрессия. Крупная, выраженная в рельефе депрессия лежит на южном продолжении Миасской депрессии. Начинается она в районе Учалов, проходит несколько западнее г. Магнитогорска и далее следует близ долины р. Урала, частью включая последнюю, и от места заворота р. Урала на запад, продолжаясь на юг, уходит за рамку карты. Общее протяжение депрессии свыше 350 км. Намечается общий уклон ее дна с севера на юг. Депрессия приурочена к широкой полосе каменноугольных и частью девонских отложений. В пределах депрессии во многих местах отмечены древние континентальные отложения, часть, вероятно, еще мезозойского возраста.

Так, А. Балавинским и О. Френкель указывается мощная толща таких отложений предположительно мезозойского возраста к западу от г. Магнитогорска. По С. Альбову, мощность этой толщи достигает 100 м. Отложения представлены каолиновыми глинами, песками, преимущественно кварцевыми, и галечниками; встречаются прослойки лигнита.

В районе р. Большой Урtaзымки известно бурогольное Яковлевское месторождение, связанное с мощной толщей (до 214 м) континентальных отложений, относимых А. Яппиним к хайбуллинской свите лейасового, а частью, возможно, еще триасового возраста.

По Е. Разумовской (1937), р. Урал от пос. Колпакского на юг течет вдоль котловины (Уртазымской депрессии), выполненной континентальными юрскими отложениями. Их мощность достигает 70—100 м, а в районе города Орска более 318 м. А. Петренко в пределах данной депрессии близ Орска в темноокрасных железистых песчанках установил флору юрского или нижнемелового возраста.

Наконец, сравнительно ранний мезозойский возраст депрессии подтверждается тем, что в нее трансгрессировало юрское море, осадки которого были установлены еще Г. Гельмерсом (1841).

9. **Та ч а л ы к с к а я д е п р е с с и я.** Депрессия хорошо выражена в современном рельефе, исключая южную ее часть. Приурочена к полосе эффузивов и кремнистых пород силура и девона, образующих, по существующим представлениям, синклинальную зону непосредственно восточнее водораздельного Уральского хребта.

Общая длина депрессии свыше 300 км. К этой депрессии приурочены известные хайбуллинская и эйренагачская свиты, подробно описанные в литературе.

В южной части депрессии, к югу от верховий р. Базаулык, эти отложения протягиваются сплошной полосой. Из верхов нижней хайбуллинской свиты определена флора лейасового возраста, что позволяет датировать возраст депрессии не моложе нижнеюрского. Большая мощность отложений, свыше 200 м, возможно, свидетельствует о тектоническом погружении дна депрессии. По Г. Вахрушеву, такое погружение продолжалось и в сравнительно поздние эпохи, в конце мiocена или в начале плиоцена. Сток мезозойских рек по депрессии, согласно Н. Преображенскому, происходил в южном направлении.

Описанные ниже депрессии (с 10-й по 18-ю) восточного склона Урала в современном рельефе не выражены.

10. **Ю р ь и н с к а я д е п р е с с и я.** Депрессия не выражена в современном рельефе и выделена на протяжении 50 км, в известной степени предположительно, по распространению здесь древних континентальных отложений.

В южной ее части располагается Нижне-Салдинское месторождение огнеупорных глин. Значительное число месторождений огнеупорных глин и каолинов известно севернее, по рр. Юрье, Пие, Салде. Из них на Шумковском месторождении, по Л. Угловской, наблюдаются светлосерые песчаные глины с крупной кварцевой галькой. Перекрытие таких отложений опоками, отмечаемое А. Вторушиным, указывает на мезозойский их возраст.

11. **А л а п а е в с к а я д е п р е с с и я.** Депрессия не выражена в современном рельефе и большей частью погребена под морскими-палеогеновыми отложениями. Выделена Е. Щукиной и обосновывается обширным фактическим материалом, в основном обобщенным Б. Кротовым.



Депрессия прослежена на длине около 60 км и приурочена к полосе камешпоугольных известняков. На закарстованной их поверхности широко развиты «белковые» образования с подчиненными им месторождениями бурого железняка. На размытой поверхности «белков» лежит так называемая «бирюзовая свита», состоящая из кварцевых галечников и песков, белых и цветных глин; общая мощность «бирюзовой свиты» достигает 100 м. Собранные из нее флора указывает на меловой возраст отложений. Возраст же депрессии более древний, не моложе времени образования белковой толщи, т. е. предположительно верхов юры.

12. Режевская депрессия. Депрессия почти не выражена в современном рельефе. Установлена на протяжении около 40 км, от р. Рефт на юге до северного конца меридионального колена р. Режа пескосточнее Режевского завода. Депрессия расположена южной своей частью на основных интрузивных породах, северной — на девонских известняках. Поверхность известняков закарстована, глубина карстовых воронок достигает 100 м. Отложения представлены белыми и цветными глинами, кварцевыми песками и галечниками, содержащими валуны окремененного серпентинита.

Мощность отложений до 50 м. Возраст отложений, предположительно, мезозойский.

13. Буланаш-Елчпская депрессия. Погребенная под морскими палеогеновыми отложениями, не выраженная в современном рельефе депрессия.

Установлено, что дислоцированные угленосные отложения триасово-юрского возраста выполняют глубокую депрессию тектонического характера, представляющую, по Г. Крашенинникову, комбинацию крутой мульды и надвига с востока. Депрессия, выполненная этими осадками, прослежена по меридиану на длине в 35 км от с. Займка на р. Кунаре до р. Буланаш на севере. Ширина депрессии достигает максимума 6 км в северной ее части, к югу постепенно уменьшается до 2 км. Наоборот, глубина депрессии возрастает к югу, достигая до 1.5 км.

Нижняя часть толщи, относимая к триасу, представлена в значительной своей части конгломератами, содержащими почти исключительно гальку эффузивных пород, частью хорошо окатанную и сильно выветренную. Вышележащая продуктивная свита характеризуется преобладанием глин, глинистых сланцев и песчаников, в меньшей степени развиты конгломераты. Галька средней окатанности представлена порфиритами, черным и серым кремнем и яшмовидными породами. Эта свита изобилует флористическими остатками, по которым возраст ее определяется как нижнеюрский.¹

По условиям залегания осадков и происхождению данная депрессия, вероятно, является аналогом Челябинской депрессии (см. ниже).

14. Колчеданская депрессия. Погребенная под морским палеогеном, не выраженная в современном рельефе депрессия. Расположена у с. Колчедан по р. Исети и выполнена отложениями, аналогичными только что описанным; детальное изучение и определение возраста их было произведено еще А. Карпинским (1909). Прослежена депрессия по меридиану на 3 км. Ширина ее около 1 км. Отложения

¹ Геологические соображения позволяют и этой части толщи приписывать триасовый возраст.

сильно дислоцированы и метаморфизованы. Как и в предыдущем случае, они выполняют глубокую тектоническую депрессию в палеозойском фундаменте.

15. **Синарская депрессия.** В районе дд. Нижняя, Новая и др., по правую сторону р. Синары, на протяжении более 50 км Г. Карамышевой и Б. Максимовым прослежена полоса мезозойских континентальных отложений, вытянутая в северо-восточном направлении и называемая ими «синарской свитой».

Отложения залегают в депрессии на размытой поверхности каменноугольных известняков и представлены белыми и цветными глинами, кварцевыми песками и галечниками. Окатанность гальки возрастает в северо-восточном направлении. В этом же направлении на протяжении 16 км установлено понижение плотика, составляющее в среднем 0.6—1 м/км. Это позволило указанным исследователям говорить о направлении течения древней реки с юго-запада на северо-восток. Флора, собранная из «синарской свиты» Н. Мамаевым, имеет сеноманский возраст, а флора, собранная Г. Карамышевой, должна быть отнесена к сепоман-турону. Древние мезозойские отложения большей частью погребены под палеогеновыми осадками.

16. **Кочкарская депрессия.** Описанный еще Н. Высоцким Кочкарский район в последние годы был изучен А. Соболевым и И. Лепных.

Полосы древних отложений вытянуты в меридиональном или северо-восточном направлении и прослеживаются на общем протяжении свыше 70 км. Мощность отложений местами достигает 60 м.

По А. Соболеву, направление течения древней реки было северным. Возраст отложений И. Лепных предположительно определяет как верхнемеловой.

17. **Челябинская депрессия.** Данная депрессия не выражена в современном рельефе и погребена под более молодыми, главным образом палеогеновыми, морскими осадками. Депрессия при разведках на бурый уголь прослежена по длине более чем на 100 км от р. Миасс на севере до р. Увельки на юге и, вероятно, продолжается далее в обе стороны.

Погребенная депрессия представляет собой тип грабена, образованного в палеозойском фундаменте и выполненного мощной толщей дислоцированных рэт-лейасовых отложений. Эта толща делится на три свиты: верхнюю продуктивную, мощностью до 500 м, промежуточную песчано-глинистую — около 200 м и нижнюю песчанико-конгломератовую — до 300 м.

Общая мощность толщи местами превышает 1 км. Собранные флора принадлежит рэт-лейасу; вся она получена из продуктивной свиты и главным образом из верхних ее горизонтов. Возможно, что пизы толщи относятся еще к среднему триасу.

По заключению Г. Крашенинникова, в мезозое, в момент заполнения Челябинской депрессии осадками, восточнее ее существовала горная страна, с которой сносились на запад в котловину пролювиальные продукты.

Несколько западнее происходило торфообразование, а еще западнее протекала по депрессии река меридионального направления. В нее сносились обломочный материал также и с запада.

18. **Астафьевская депрессия.** По данным Е. Курбако, на участке Астафьевского месторождения огнеупорных глин имеется

глубокая депрессия в карбонатных породах палеозоя, выполненная мощной (до 100 м) толщей белых и пестрых глин, кварцевых песков и галечников. Растительные остатки указывают на турон-сеноманский возраст отложений; Е. Курбако считает, что здесь проходила древняя долина, вытянутая в широтном направлении на 12 км, при ширине ее до 2 км.

Наряду с этим, долина протекающей здесь в настоящее время рч. Кизил-чилиг приурочена к современной меридиональной депрессии, прослеживающейся и севернее. Эта депрессия, возможно, связана с описанной широтной депрессией.

К депрессиям западного склона Урала относятся нижеописанные.

19. В и ш е р с к о - В п с и м с к а я д е п р е с с и я. Четко выраженная в рельефе данная депрессия прослеживается по западную сторону главного уральского водораздела на протяжении около 500 км и продолжается далее на север.

На всем своем протяжении депрессия располагается среди метаморфических сланцев уральского хребта с подчиненными им толщами силурийских известняков, приурочиваясь главным образом к последним, и, по господствующим представлениям, совпадает с синклинальной зоной. Депрессия вмещает целый ряд рек западного склона или их меридиональные отрезки. К их числу принадлежат рр. Вишера, Улс, Тыпыл, Кырья, Большой Язь, Усьва, Койва, Серебрянка, Межевая Утка.

На большей части протяжения депрессии каких-либо продуктов древней аккумуляции не установлено, на основании чего некоторые исследователи отрицают древнеэрозионный характер этой депрессии. Для северной части депрессии имеются лишь отрывочные указания о наличии древней коры выветривания, с которой в частности связаны месторождения каолинов — «Белые Мхи» по р. Вишере близ пос. Велс и «Кутимское» близ р. Улса.

В районе рр. Тыпыла и Кырьи известны месторождения бурого железняка, залегающие на силурийских известняках, что предположительно позволяет их параллелизовать с бурыми железняками алапаевского типа. По р. Койве образования древней коры выветривания вскрыты многими шурфами. Кора выветривания здесь, согласно взглядам Н. Вербицкой, относится к мезозойскому времени.

Наиболее изученной является южная часть депрессии, расположенная в районе Висима и р. Межевой Утки. Здесь широко представлены древняя кора выветривания и древние континентальные отложения. Последние залегают в карстовых впадинах глубиной до 140 м (Александров лог).

По данным Е. Щукиной, нижние горизонты отложений по флористическим остаткам датируются юрой, нижним и верхним мелом. К югу от Висима днще депрессии начинает повышаться, и в районе верховьев р. Сулема депрессия исчезает.

20. Ч у с о в с к а я д е п р е с с и я. Депрессия следует вдоль полосы каменноугольных и девонских отложений от пос. Ново-Уткинского до пос. Чизмы, на протяжении около 150 км.

На всем этом протяжении по депрессии протекает р. Чусовая. Последняя, выше пос. Ново-Уткинского, выходит из пределов депрессии, что отмечается наличием здесь долины прорыва; возможным продолжением этой долины может служить Сергинско-Уфимская депрессия, которая в настоящей статье не описывается.

Вопрос о северном продолжении Чусовской депрессии (к северу от Чизмы) не выяснен.

На всем протяжении описываемой депрессии прослеживается комплекс высоких террас р. Чусовой. Из них верхние, по Д. Борпсевичу, имеют мезозойский возраст, что, однако, другими геологами оспаривается. Не решая здесь вопроса о возрасте р. Чусовой и ее верхних террас, следует, однако, учесть, что по Чусовской депрессии имеются аллювиальные отложения, залегающие гипсометрически выше олигоцен-миоценовых отложений, датированных флорой. Они очевидно являются и более древними.

Единичные находки мезозойской пылицы, установленные Д. Борпсевичем, и широкое развитие древней коры выветривания, покрывающей днище депрессии, позволяют предполагать, что образование последней произошло в мезозое.

21. Ревдинско-Шипи́нская депрессия. Ясно выраженная в рельефе эта депрессия лежит на южном продолжении Вишерско-Висимской депрессии и прослеживается на длине свыше 100 км, проходя вдоль полосы метаморфических сланцев и частью осадочных пород силура. В северной ее части находится меридиональный отрезок р. Шипи́м, в южной — р. Ревда. К северо-востоку через водораздел данная депрессия соединяется с Ивдельско-Тагильской. К этому участку соединения депрессий приурочено широкое развитие древних рыхлых отложений, частью золотоносных.

Здесь установлена древняя долина, следовавшая через истоки р. Ишима к истокам р. Тагила, возраста которой, он, однако, не определяет.

22. Демидская депрессия. Депрессия в современном рельефе, длиной до 30 км. Располагается на артинских породах. В ее пределах А. Малаховым описаны древние континентальные образования. Во взятых им пробах растительной пылицы не обнаружено, но, по заключению И. Покровской, проводившей анализ на пыльцу, степень разложенности растительных остатков свойственна мезозойским отложениям.

23. Уфалейская депрессия. Начинается несколько южнее Верхнего Уфалея и протягивается на север до Дегтярки на протяжении 100 км, давая два боковых рукава в сторону г. Свердловска, переходящие через главный уральский водораздел. Приурочена к полосе силуро-девонских отложений.

Депрессия хорошо выражена в рельефе и образует широкое плоское днище, покрытое древней корой выветривания. Устанавливается общий уклон днища депрессии к северу. Флористические находки позволяют датировать верхнюю часть континентальной толщи верхним мелом (Д. Пономарев). В основании толщи В. Красулиным наблюдались типичные «беляки».

На Ново-Ивановском месторождении природно-легированных железных руд нами установлено налегание толщи, состоящей из белых кварцевых галечников и каолиновых глин, на другую толщу, заведомо более древнюю. Этим отмечается наличие разновозрастных древнеаллювиальных отложений, часть которых безусловно относится еще к мезозою. По ответвлению депрессии, проходящему к г. Свердловску, наблюдались кварцевые галечники и белые и цветные песчано-глинистые отложения. Их образование И. Рожков связывает с отложениями древней реки, протекавшей с севера на юг. Возраст этих отложений, судя по

характерному литологическому составу, не моложе миоцена, а быть может, даже мезозойский.

24. **Бельская депрессия.** Широкая депрессия, к которой приурочена долина р. Белой, прослеживается на протяжении свыше 300 км, теряясь в рельефе как к северу, так и к югу. Располагается она в районе развития пермских отложений в западном Приуралье, гранича на востоке с предгорьями Уральского хребта.

Древнейшими отложениями в пределах депрессии являются осадки с суркайской флорой триасового возраста. Данная депрессия, повидному, продолжала существовать непрерывно все последующее время, на что указывают приуроченные к ней мощные накопления более молодых мезозойских континентальных отложений, морские осадки мезозоя и кайнозоя и континентальные отложения олигоцена и миоцена.

Наконец, она использована современными речными артериями (Белая, Уфа) при существенной перестройке речной сети в миоцене, отмечаемой Н. Преображенским. Большая мощность континентальных отложений, в сотни метров, при отрицательных отметках коренного ложа (по Л. Лупгергаузену) позволяет говорить о тектоническом погружении дна депрессии. Направление стока мезозойских рек, протекавших по этой депрессии, не установлено.

25. **Сыльвенская депрессия.** Прослеживается в современном рельефе на протяжении около 300 км в районе развития пермокарбоновых отложений. Уже давно установили наличие здесь древней долины. Эта древняя долина пересекает р. Ай около пос. Метели, следует вдоль меридионального колена р. Уфы, расположенного к югу от г. Красноуфимска, и далее на север проходит по р. Сыльве.

В средней части депрессии, севернее г. Красноуфимска, в ее пределах залегают третичные отложения, описанные М. Кругловым. Они представлены белыми, цветными и черными глинами, в том числе огнеупорными, кварцевыми галечниками и песками и кварцевыми же слистыми песчаниками. Повидному, из этих отложений и получена В. Варсанюфьевой третичная флора.

Более древних, а именно мезозойских осадков в пределах депрессии не известно, тогда как они имеются западнее на возвышенности Уфимского плато; время ее образования относится, вероятно, к периоду перестройки речной сети западного склона Урала, которая, по Н. Преображенскому, произошла в миоцене. К этому же периоду, вероятно, следует отнести поднятие Уфимского плато, расположенного в западном борту депрессии. Таким образом, из всех перечисленных эта депрессия является наиболее молодой.

Не останавливаясь на описании других продольных депрессий Урала (не показанных на схеме — рис. 1), так как не располагаем достаточным фактическим материалом для их датировки, перейдем к некоторым обобщениям.

Все изложенное позволяет заключить, что в образовании описанных депрессий Урала участвовали два основных фактора: тектоника и эрозия. Наиболее ярко проявил себя тектонический фактор в случае самых древних депрессий: Челябинской, Буланаш-Елkinsкой, Колчеданской.

В этом случае огромные мощности осадков, выполняющих депрессию, значительная дислоцированность отложений и наличие тектонических контактов с палеозоем — говорят о преобладании тектонического фактора при образовании депрессий.

В других случаях депрессии были лишь предопределены тектоникой, закладываясь в синклинальных и антиклинальных зонах, в зонах сложно дислоцированных и тектонически нарушенных пород и т. д., и в дальнейшем были разработаны эрозией.

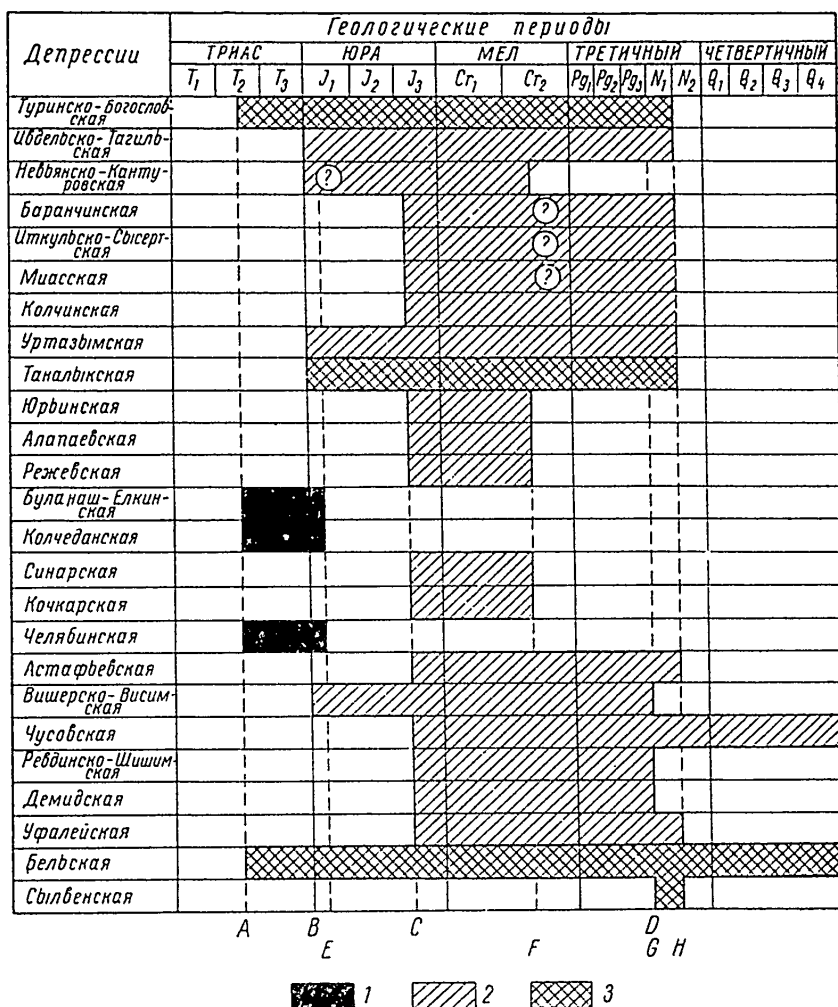


Рис. 2. Схематическая диаграмма, характеризующая генезис и возраст эрозионно-тектонических депрессий Урала.

1 — депрессии, образовавшиеся при явном преобладании тектонического фактора; 2 — депрессии, образовавшиеся при заметном участии тектонического фактора; 3 — депрессии, образовавшиеся при явном преобладании эрозионного фактора. А, В, С, D — моменты зарождения депрессий. Е, F, G, H — моменты прекращения развития депрессий.

Роль эрозионного фактора достаточно достоверно устанавливается по присутствию древних речных отложений, с хорошо окатанной галькой, отмечающей далекий перенос. В некоторых случаях даже представляется возможным говорить о направлении древнего стока, хотя в других случаях, возможно, депрессии вмещали не одну, а две или более реки различного направления.

Наконец, могут быть выделены такие депрессии, где оба упомянутых фактора проявлены достаточно отчетливо. К числу таких принадлежат Баймакская и Бельская депрессии, в которых огромные мощности осадков характеризуют погружение их днщ. Сюда же мы относим Туринско-Богословскую депрессию.

Изложенные соображения позволили присвоить описываемым геоморфологическим элементам общее название эрозионно-тектонических депрессий, хотя роль эрозии и тектоники в каждом отдельном случае могла быть различной.

Общие выводы, вытекающие из вышеизложенного фактического материала о генезисе и возрасте депрессий, изображены на рис. 2, где показаны время возникновения каждой депрессии, продолжительность и время прекращения ее развития, а также относительное значение тектонического и эрозионного факторов в ее образовании. Намечается четыре момента возникновения депрессий. Первый (рис. 2, А) — в триасе, задолго до образования древней коры выветривания. Второй (В) — непосредственно предшествовал началу образования древней коры выветривания, близко отсвечая границе триаса и юры; его, вероятно, можно сопоставлять с древнекеммерийской фазой складчатости. Третий (С) — предшествовал эпохе образования беликовой толщи, приблизительно отсвечая верхам юры и, вероятно, соответствуя позднекеммерийской фазе складчатости. Наконец, четвертый (D) — совпадал с моментом оживления эпейрогенеза, падающим, по данным геоморфологов Башкирского геологического управления, на середину миоцена.

Намечается также четыре момента прекращения развития депрессий.

Первый (Е) — несколько предшествовал или почти совпадал с началом развития древней коры выветривания, так как в древнейших депрессиях — Челябинской и других — осадки, связанные с размывом древней коры выветривания, отсутствуют, — очевидно, эти депрессии уже прекратили свое развитие. Второй момент (F) отвечает эпохе морских трансгрессий, когда некоторые депрессии были похоронены под морскими осадками. Третий (G) — отвечает моменту перестройки речной сети западного склона, совпадая с моментом (D) заложения новых депрессий. Наконец, четвертый момент (H) широко проявился на восточном склоне Урала, совпадая с моментом коренной перестройки здесь речной сети. По времени он отвечает, по видимому, плиоцену.

Рассмотренные вопросы имеют не только теоретическое, в частности палеогеографическое значение, но и существенно важны в практической деятельности, особенно в вопросе прогноза и направления поисково-разведочных работ по ряду полезных ископаемых. Не останавливаясь на этом подробно, упомянем лишь, что древнейшие депрессии несут крупные месторождения бурых углей; в мезозойских депрессиях в стадии замедления эрозионной деятельности образовались накопления огнеупорных глин, кварцевых песков, а также бурых углей. Кроме того, положение эрозионно-тектонических депрессий предопределяло развитие древнего карста.

В заключение хотелось бы отметить, что изучение генезиса и возраста межгорных депрессий, этих интереснейших геоморфологических элементов, теперь поставлено на твердую основу. Сделавшая в настоящей статье первая попытка подойти к разрешению указанных вопросов является, конечно, далеко не совершенной. Будем надеяться, что дальнейшее геоморфологическое изучение Урала позволит значительно уточнить и усовершенствовать наши представления и, в конечном счете, даст разверну-

тую стройную картину развития гидрографической сети Урала в мезокайнозойское время.

Литература

Гельмерсен Г. Пояснительные примечания к генеральной карте горных формаций Европейской России. Горн. журн., 1841, кн. 4—5. — Карпинский А. П. Геологические исследования, проведенные на Урале в 1888 г. Изв. геол. ком., 1889, т. VIII, № 8. — Карпинский А. П. Мезозойские угленосные отложения восточного склона Урала. Горн. журн., 1909, т. 3. — Разумовская Е. К истории рельефа северо-восточной части Орского Урала. Изв. Гос. Геогр. общ., т. LXIX, 1937, вып. 1.

1952 · ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК · I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

Б. Л. ЛПЧКОВ

О ТАК НАЗЫВАЕМЫХ ДОЮРСКИХ ПЕНЕПЛЕНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ
И ПАМИРО-АЛАЯ

В данной работе о горных денудационных поверхностях показано, что денудационные поверхности современных гор — это не остатки рельефа далекого прошлого, а плоть от плоти того рельефа, который творился в последнюю фазу истории планеты. Они говорят не об иных, давно прошедших условиях рельефа, которые были на земле когда-то, а отвечают одной из фаз того последнего этапа творчества рельефа планеты, которого фрагментом является и современность. Они — ступени характерного, этажно построенного рельефа современных гор.

С нашим взглядом совершенно не согласуется точка зрения ряда геоморфологов, вошедшая в учебники, которая считает денудационные поверхности пенеппленами, оставшимися от очень древних эпох палеозоя, юры, мела и т. д. и свидетельствующими о древнем рельефе, предшествующем современному.

Указанные геоморфологи находят в горах Средней Азии и иных плоские поверхности очень древней денудации указанных выше возрастов и считают эти поверхности то очень древними пенеппленами (С. С. Кузнецов, С. С. Шульц, В. В. Галицкий, И. С. Щукпп), то древними равнинами морской, по преимуществу меловой, абразии (Н. М. Синицын, В. В. Галицкий).

В настоящей работе мы детально остановимся на сопоставлении двух указанных точек зрения и докажем неправоту второй из них, т. е. докажем, что не верен взгляд, будто в горах наших древних пенепплен и древним же абразийным равнинам отвечают действительно многочисленные поверхности выравнивания.

В противоположность этому мы здесь покажем, что данные поверхности выравнивания — это молодые денудационные поверхности плиоценово-четвертичного возраста, составляющие основной элемент этажно-поднятого рельефа, также молодого, плиоценово-четвертичного. Нам думается, что показать это сейчас совершенно необходимо, ибо слишком много неверных идей и взглядов осело в науке на основе этой в корне неправильной мысли о будто бы сохранившихся в рельефе наших гор равнинных выравнивания древней денудации и абразии.

Факт, привлечший к себе внимание С. С. Шульца, В. В. Галицкого и ряда других исследователей, заключается в том, что ими констатируется наличие в центральных частях гор Тянь-шаня довольно плавного и спокойного рельефа палеозоя под юрскими породами. Именно

на основе этого факта названные исследователи говорят о доюрском пенепах Тянь-шаня, Восточного Каратау как его части, и на Памиро-Алае.

Следует обратить внимание на то, что этот «доюрский пенепах», а в сущности спокойный, *скрытый*, когда-то существовавший рельеф поверхности палеозоя, представляется явлением рельефа современного только в том случае, если он не скрыт выше лежащими более молодыми породами, а открыто выявляется на поверхности.

Большой интерес с этой стороны представляет такой факт, констатируемый В. В. Галицким: оказывается, что в Юго-западном, а затем также Восточном и Малом Каратау, по его словам, «денудационная поверхность» доюрского времени «отпрепарирована» и «откопана» в четвертичное время.

Об «отпрепарировании древних геоморфологических черт» говорил и С. С. Кузнецов в своем докладе во Всесоюзном Географическом обществе в Ленинграде: «Предтоарский и предкелловский рельефы, будучи отпрепарированными, подверглись размыву, денудации и значительному уничтожению».

Что это значит? — «Отпрепарирование», «откапывание», «вылущивание» в четвертичное время — это значит создание в четвертичное время новой денудационной поверхности, ибо препарирование и откапывание может создать, конечно, только денудация.

Однако В. В. Галицкого этот им же констатируемый факт, превращающий его «пенепах» в явление рельефа последней фазы, в частности современного, почему-то не интересует, он его как бы замалчивает, никак не подчеркивая, а говорит только о доюрской поверхности. А между тем это — факт огромного значения, говорящий о молодой денудации, именно плиоценово-четвертичной, создающей единственно выраженные в рельефе плиоценово-четвертичные поверхности.

Учитывая эти факты, можно сказать, что, если даже правы все эти исследователи и новая денудационная поверхность вскрывает доюрскую, в рельефе современного вида только она, а не доюрская. К этому близко подходит и В. В. Галицкий, указывающий, что именно в четвертичное время Каратау превратился в область денудации.

В согласии с этим В. В. Галицкий правильно говорит, что четвертичный эпейрогенезис создал современный хребет Каратау. Но ведь если это так, т. е. если горы являются областью современной, молодой, четвертичной, а мы скажем — четвертично-плиоценовой денудации, и если эпейрогенезисом в сочетании с денудацией созданы современные горные хребты, то едва ли правильно настаивать, что древний доюрский пенепах — это важный элемент современного рельефа. Ведь это только погребенное прошлое его или «погребенный рельеф», по выражению С. С. Кузнецова.

Однако В. В. Галицкий считает возможным подчеркивать, что все положительные формы рельефа нашего района древние, среди отрицательных форм преобладают образования четвертичные. Поскольку сам же автор считает, что современный эпейрогенезис создал хребет Каратау, непонятно, как созданный в четвертичное время этот положительный элемент рельефа может быть древней формой. Это просто прямое логическое противоречие, а вся формулировка В. В. Галицкого есть нечто не доведенное до конца. Такое противоречие, такая недоведенность до прямых логических следствий, думается нам, лежит вообще в основе всех построений умозрительного характера, выдвигающих так назы-

ваемые доюрские пенеппены в качестве элемента рельефа современного.

В нашей предыдущей работе (Личков, 1945) мы совершенно определенно и очень строго доказали наличие в больших горных хребтах Средней Азии как северной группы (Киргизского Алатау, Запальныйского Алатау, Кунгей Алатау и др.), так и южной группы (Гиссарского, Туркестанского хребтов) 8—9 уровней денудационных поверхностей в их современном рельефе. И все эти поверхности — это уровни четвертично-плиоценовые, созданные на промежутке времени от сармата до современной эпохи.

Мы это доказали очень точным методом сопоставления данных геологического разреза с данными наблюдений над вложенными в депрессию денудационными поверхностями по окраинам погружающейся геосинклинальной впадины Каспия. Мы выяснили для частного, но типично показательного случая Южно-Таджикской впадины (в нашем очерке «О происхождении Южно-Таджикской депрессии»), на основе сопоставления ее денудационных уровней с Кара-кумами, что самый высокий уровень в депрессии, поднимающийся на высоту до 3000 м, имеет возраст эоценовый, а более низкий уровень в 2000—2200 м является плиоценовым. Верхняя поверхность хребта является миоценовой, но она искажена современной денудацией. Так как вся высота гор Средней Азии равна в среднем 4000—5500 м, то здесь просто места не остается, так сказать, для уровней более высоких, большей древности — челювых, доюрских и т. п.

Поэтому уровней такого возраста по окраинам Таджикской депрессии в Гиссаре явно нет. Но поскольку уровни Гиссара тождественны с денудационными уровнями Алайского и Туркестанского хребтов, то по видимому то же самое надо распространить и на соседние названные хребты. По той же причине это надо отнести к Запальному Алатау, Киргизскому Алатау и другим классическим хребтам Тянь-шаня; в них тоже не может быть поверхностей столь древнего возраста. Самые высокие поверхности всюду здесь — плиоценовая и миоценовая.

В. В. Галицкий и С. С. Шульц представляют себе это совершенно иначе. С. С. Шульц говорил о древнем доюрском пенеппене, В. В. Галицкий — о «единой поверхности» водоразделов, образованной в верхнемеловое время, морской абразией, правно о поверхности «денудационной, выработанной в палеозойских породах до начала юры». То же самое о Закавказье и Кавказе говорил С. С. Кузнецов, который эти ровные поверхности как образование палеотипное противопоставлял крутым горным ущельям и склонам как созданию неотипному, связанному с новейшими плиоценово-четвертичными поднятиями.

Как видно из последнего доклада С. С. Кузнецова во Всесоюзном Географическом обществе в Ленинграде (1946), он так же, как и названные выше среднеазиатские геологи, находит на Кавказе тоже доюрские и меловые пенеппены, называя этим именем видимые поверхности выравнивания. Он говорил о наличии на Кавказе двух элементов рельефа: автохтонного, резко контрастного (кальоны, ущелья) и аллохтонного (ровные выглаженные пространства и плато); он подчеркивал, что первый — неотипен, второй же является палеотипным.

Мы ссылались в предыдущем изложении на воззрения С. С. Шульца, В. В. Галицкого, С. С. Кузнецова. Можно было бы еще увеличить список имен и привести ряд других исследователей, русских и иностранных, утверждающих то же самое. Ясно совершенно, что перед нами прочная, упорная, долгие годы складывавшаяся традиция мысли,

определенное направление, на котором в сущности мы и выросли; нас учили, что ровные поверхности в современных горах — это наследие далекого прошлого. Трудно поэтому от этой мысли отказаться. Смею, однако, думать, что эта мысль неверна и от нее нужно отказаться. Только отказавшись от этого глубоко неверного представления, пропикающего современную научную геологическую и геоморфологическую мысль, можно надлежаще понять характерную ступенчатость и этажность рельефа современных гор, понять ее динамически, как результат роста этих гор в ту последнюю фазу геологической истории планеты, когда они интенсивно поднимались.

Поэтому нельзя противопоставлять друг другу глубокие ущелья и ровные плоскости, а вопреки всем авторитетам, как бы велики они ни были, надо сказать, что оба эти явления в широком смысле — порождения одновременные, порождения одного и того же процесса, процесса становления контрастного высокогорного рельефа, выражающегося в росте гор и погружении впадин; в более узком смысле ровные плоскости создаются раньше, врезания же следуют за их созданием после их поднятия. Для понимания этого процесса становления гор, как нам представляется, совершенно необходимым является указанное нами и имеющееся во всех горах элементарное явление природы — *аллювиальная равнина подножия гор*.

Именно поднятия и погружения таких равнин подножий, в недавнюю фазу происходившие, объясняют ступенчатость гор нашего времени. Поверхности выравнивания этих гор или их денудационные поверхности — это, таким образом, поднятые вверх постальпийские равнины подножий.

Нетрудно доказать, что теоретически в древних горах могут быть следы поднятых равнин подножий и пост-киммерийских, и пост-варискийских, и пост-каледонских. Но это тоже не пенеппены. На практике такую большую древность реально встречаемых нами в горных странах поверхностей надо еще доказывать, и следует думать, что такие палеотипные поверхности в рельефе гор крайне редки. В частности, возвращаясь к тем конкретным поверхностям, о которых говорили Мушкетов, Шульц и Галицкий, можно с уверенностью сказать, что они сюда не относятся.

Это можно вполне точно доказать для тех случаев, которые имеют в виду названные авторы.

Можно ли, спрашивается, говорить вообще о доюрской поверхности выравнивания и о единой абразионной поверхности выравнивания мелового времени? Думается, что для этого нет никаких оснований, и вот почему.

В последние годы литологические исследования работников Всесоюзного Геологического института и Узбекского геологического управления выяснили для Средней Азии большую сложность равнинно-эрозийного рельефа предюрского и юрского времени, следы которого в Сулюкте, Шурабе и других угольных месторождениях Средней Азии сохранились до наших дней. Здесь выяснилось наличие эрозийной сети, совершенно не совпадающей с сетью современной и пересекающей ее под углом (работы Е. П. Брунс и др.). В самое последнее время, при составлении карты древней литологии доюрского и юрского времени для всей Средней Азии (Е. П. Брунс, В. Н. Огнев, П. А. Виноградов и др.), выяснилось общее направление этой древней гидрографической сети: впадение целой системы рек в море Памира.

В основном, если учесть эти данные, выясняется интересный факт, что, поскольку до нашего времени сохранились указания на древний рельеф, юрский и доюрский, он оказался рельефом не поверхности выравнивания, а рельефом эрозионным и даже не всегда равнинным.

Это надо твердо учесть и с этим считаться. Можно поэтому сейчас с уверенностью говорить, что не только умозрением, не обоснованным фактами, а просто умозрением, противоречащим фактам, является мнение В. В. Галицкого о том, что скрытый под более поздними породами рельеф доюрских пород является рельефом поверхности выравнивания — поверхности денудационной; нет, это рельеф древней равнинной эрозии, контрасты которого плиоценово-четвертичные движения позже усилили созданием новых грандиозных сводов и впадин в результате новой эпигенезиса плиоценово-четвертичного времени.

Так как одни части старого рельефа оказались при этом вознесенными на большую высоту, а другие, оторвавшись от первых, опустились во впадины, получились очень различные высоты залегания палеозоя и юры: эти свиты оказались разбитыми на уровни, но уровни плиоценово-четвертичные, связанные с плиоценово-четвертичными движениями и того же возраста денудацией.

И у С. С. Шульца, и у В. В. Галицкого получается так, что они видят какой-то единый древний пеплеп, а на деле здесь единый мелкоэрозионный ландшафт равнины, разбитый на несколько уровней в плиоценово-четвертичное время, почему сейчас единство его оказывается сведенным на нет. По существу, единства ландшафта не видно, ибо он разбит на ряд уровней и уровней эти, при создании их, каждый в отдельности, выравнивались денудацией.

Вот здесь уместно вернуться к тому препарированию или откапыванию, которое денудация плиоценово-четвертичного времени, по В. В. Галицкому, произвела по отношению к поверхностям древнего ландшафта.

Пример этого препарирования мы можем видеть в районе так называемых Ошских столовых гор: Чиль-майрама, Чиль-устуна, Тахта-сулеймана, Мазар-тога, Каклин-тау, развитых в районе Оша, а равно между Ошем, Ардваном и Наукатом. Во всех этих горах, если применить термин В. В. Галицкого, палеозой целиком «отпрепарирован» и «откопан» от более молодых отложений мезозоя и представляет собой несколько уровней:

1. Чиль-майрам и Чиль-устун	1400—1700 м
2. Каклин-тау	1200—1370 »
3. Орта-тау, Мазар-тог	1080—1150 »
4. Монах-ордай	915 »
5. Монахские горы	770—800 »

Если ехать от Науката к Ошу, то следует обратить внимание на возвышенности этого второго ряда, окаймляющие с севера долину Науката. Можно сказать, что это предгорья гор, следующих за Ошскими горками. Это не изолированные от всяких более поздних покровов мрачные глыбы палеозоя, как Ошские горки, а возвышенности палеозойского ядра, охваченные мезокайнозойем.

Здесь, у южного подножья гор, находятся каменноугольные юрские залежи. Мезозой частью покрывает здесь палеозой и на верхних уступах гор, частью же верхняя поверхность «отпрепарирована денудацией» и четко выступает поверхность выравнивания, но не современная, а одна

из поверхностей плиоценово-четвертичной денудации, отвечающая по возрасту уровню Чиль-майрама и Чиль-устуна.

В основном здесь видно, что мезозой и мезокайнозой, как свод, покрывают палеозой. Местами же палеозой здесь выступает резко обширными поверхностями, что напоминает приведенное выше выражение В. В. Галицкого об «откапывании» и «отпрепарировании» в четвертично-плиоценовое время уровней.

То явление, которое мы видели здесь, точно отвечает характеристике В. В. Галицкого, и совершенно уверенно можно сказать, что перед нами четвертично-плиоценовая денудационная поверхность, т. е. создание поверхности на том же уровне, что и поверхность Чиль-майрама и Чиль-устуна в центре на палеозое, по окраинам же — на мезозое, облекавшем когда-то палеозой сплошным покровом. Плиоценово-четвертичная денудация, создавая этого возраста поверхность подножья, снимала с нее по мере ее поднятия и сносила до конца с ее поверхности весь мезозойский покров, сняв и часть верхов палеозойского поднятия. Мезозой мог сохраниться лишь на участках, которые *одновременно* с поднятием данной структуры понижались.

В нашем случае, когда выделялись структуры Чиль-майрама и Чиль-устуна и они начали подниматься, во время поднятия их денудация смывала с этих структур покров мезозоя и смыла его. И денудация и поднятия были четвертично-плиоценовыми. Если вокруг поднятия были поля опускания, а они неизбежно были, то лишь на границах поднятия и частично опускания, т. е. на периферии поднимавшейся структуры; остатки покрова мезозоя могли в некоторых случаях сохраниться на уровне поверхности денудации. Тогда получалось то, что мы видим во впадине Науката: периферия денудационного уровня отмечена мезозоем, в который последний врезан, срезая наклонно поднимающиеся пласты мезозойского покрова; та же поверхность в центре структуры лежит на палеозое.

Можно предположить, что сохранение по периферии структуры мезозоя зависит только, как сказано выше, от характера перехода движений земной коры от области частичного поднятия к области опускания — различие скоростей движения и пр. Кроме того, многое зависит и от последующих, более молодых фаз денудаций: от того, насколько полно они охватили позже наметившийся участок или полосу опускания. Вокруг Чиль-майрама и Чиль-устуна эта последующая денудация охватила территорию полнее, чем у Науката.

Так или иначе, но совершенно ясно, что денудационная поверхность палеозоя и на Чиль-майраме, и на Чиль-устуне, и такая же поверхность, явно «отпрепарированная» у Науката, не имеют никакого отношения к поверхности (предполагаемой) под юрой. На открытом и срезанном в четвертичное время палеозое этот последний уровень является, так сказать, «воздушным»; его уже нет.

Открытая поверхность палеозоя есть продолжение *открытой* поверхности на мезозое, на периферии структуры. Что касается доюрской поверхности, то это фикция, не существующая для рельефа; под мезозоем (где он не вскрыт) ее *еще* нет для современного рельефа, на поверхности палеозоя ее *уже* нет, она снята плиоценово-четвертичной *денудацией*: она не отпрепарирована, а уже снята, «воздушна».

Из всего этого вытекает определенный вывод по отношению к уровню Чиль-майрама и Чиль-устуна: это уровень четвертично-плиоценовый, и поднятие, его создавшее, имело место не до юры, а совсем недавно;

таков именно возраст Ошских гор Мушкетова. Ясно, что моложе денудационные уровни: 1) Каклин-тау, затем 2) Орта-тау и Мазар-тога, 3) Монах-орда и, наконец, 4) Монахских гор. Это уже все поверхности безусловно четвертичные (см. выше их отметки).

Поскольку все эти поверхности — поверхности не специально Алая, а имеющиеся во всей Средней Азии, есть основание данный вывод о возрасте перенести на всю Среднюю Азию, т. е. на все ее поверхности данных уровней: 1400—1700, 1200—1370, 1080—1150, 915, 770—800 м, как это было мною показано в моей работе 1945 г.

Нетрудно доказать на частном случае плиоценовый возраст и более высоких денудационных поверхностей. Вот плато Рундашта в Гиссарском хребте, недалеко от Сталинабада, на правом берегу Варзоба. На северном конце этого палеозойского плато, поверхность которого равна по высоте 2300—2500 м, находятся на периферии плато между ним и главной цепью Гиссарского хребта породы мезокайнозоя, именно меловые отложения. Они залегают моноклинально, падая на север, причем поверхность денудации срезает здесь наклонные пласты мезокайнозоя.

Поверхность денудации в данном случае таким образом поворачивается, как и у Науката, в центре большой глыбовой структуры на палеозое; на периферии же ее она переходит на мезокайнозой. Здесь можно было бы целиком повторить все наши рассуждения по поводу Чиль-майрама и Чиль-устуна; в результате получается, что поверхность Рундашта — тоже молодая плиоценовая, а отнюдь не доюрская. Молодой возраст, таким образом, совершенно бесспорен для поверхности уровня 2300—2500 м.

В предыдущем изложении мы подчеркнули, что древний доюрский рельеф, поскольку его можно восстановить в наших горах, — это рельеф равнинно-эрозионный, в создании которого участвовала и небольшая глубинная и плоскостная эрозия; его надо четко отличать от рельефа денудационных поверхностей, созданного у подножья горной системы *исключительно плоскостной эрозией*.

Остановимся на этом отличии.

Думается, что здесь отчетливо ясно, что перед нами не древний доюрский рельеф, а плиоценовая или четвертичная денудационная поверхность.

Из этого примера мы видим, что и в Гиссарском хребте, так же как и в Алайском, в районе Оша, высокие денудационные поверхности на 2500 м и на 1400—400 м — это поверхности, создавшиеся в неогеново-четвертичное время, а отнюдь не доюрские.

На основании предыдущего мы можем сказать, что для столь древних, т. е. доюрских и меловых поверхностей, повидимому, в рельефе больших горных систем не остается места, почему такие поверхности вообще нечто умозрительное, противоречащее реальным фактам.

По нашей концепции создания поверхностей выравнивания или денудации, как мы сказали, эти последние создаются из поверхностей подножий гор при поднятиях горных систем, и нет другого пути и способа создания их, как создание снизу у подножья гор и рост вверх к их вершинам.

Когда С. С. Кузнецов, С. С. Шульц и другие исследователи говорят, что пенепплены подняты вверх и таким образом попадают в высокие части гор, внешне кажется, что это та же мысль, но изложенная иными словами. Это не так. Ни у С. С. Кузнецова, ни у С. С. Шульца нет речи о поднятии равнин подножий, на котором начинаем мы. Они утвер-

ждает, в сущности, поднятие пенепленизированных остатков древних горных систем и этими остатками таких систем считают денудационные поверхности. Это для нас не понятно, и мы считаем это неверным. Как может денудационная поверхность быть остатком древней, одряхлевшей в течение своей истории горной цепи? Критически относясь к такому пониманию пенеплена, мы несколько не отрицаем процесса пенепленизации, т. е. выравнивания гор в течение их геологической истории. Однако остатком их в результате их выравнивания отнюдь не могут быть поверхности выравнивания или поверхности денудации, ибо они создаются единственным путем из равнин подножий.

Сущность пенепленизации гор состоит в том, что менее глубокими становятся каньоны и ущелья гор, склоны их из отвесных становятся наклонными; но поверхности выравнивания и денудации в этих горах разрушаются, становятся все более и более бугристыми, отчего и создаются те волнистые горы,¹ о которых говорил Ор (Haug, 1914), характеризующие пенеплен.

Подчеркиваем, таким образом, что этим путем, т. е. в результате векового выравнивания гор, поверхности выравнивания в горах только уничтожаются, а отнюдь не могут быть созданы. Поверхности выравнивания в горах, это надо твердо усвоить, отнюдь не результат вековой или даже эпохами идущей пенепленизации гор, а результат их роста; потому-то они образуют ряд ступеней — вся система их этакна. Именно поэтому «дашты» Памира и Ирана, в том числе плоскость центрального Памира, «джоңы» Казахстана, «сырты» Тянь-шаня — это не остатки какого-то древнего остаточного рельефа, а только одни из самых ярких признаков молодости поднятия (в том числе и гор Казахстана!), яркое доказательство *первого* начального поднятия этих гор в серии целого ряда этапов молодых поднятий, их создавших.

При эпейрогеническом поднятии и росте систем гор, происходящем не непрерывно, а прерывистыми этапами, во время каждого этапа остановки рельефа на определенном уровне создаются серии аллювиально-денудационных равнин подножий, каждая из которых втягивается затем в процесс поднятия. Вот один из основных законов поднятия горных цепей.

Много лет назад автор данной статьи формулировал большой и важный физико-географический закон существования огромных аллювиальных равнин, создавшихся на основе закона Бэра на некотором расстоянии от всех крупных систем горных цепей. Этот закон, постепенно формулировавшийся нами в нескольких работах на протяжении ряда лет, приблизительно с 1928 по 1933 г., сейчас никем уже не оспаривается.

Авторы одной из новейших сводок по этому вопросу недавно писали об этой, выдвинутой Б. Л. Личковым, по их характеристике, «широкой концепции великих аллювиальных равнин, развившихся перед фронтом ледникового покрова на равнинах или в предгорных областях в непосредственном соседстве с оледенениями горными» (Герасимов и Марков, 1938, стр. 308): «Личковым в недавнее время, — писали они, — особенно широко был развит взгляд о тесной генетической и исторической связи в развитии древних материковых и обширных («великих») аллювиальных равнин» (Герасимов и Марков, 1938, стр. 307). Авторы подчеркивают, что эта наша идея является в сущности логическим развитием старых наблюдений Пепка и Брюкнера, Ваншаффе, В. П. Семенова-Тян-Шанского

¹ Buttes témoins.

и других о большом развитии отложений водно-ледникового происхождения в дистальной зоне ледников современных и древних.

Продолжая развитие нашей теории, вместе с критикой ее, авторы сводки поставили нам и упрек, что в первых работах своих мы чрезмерно обобщили и придали универсальное значение преимущественно одному определенному типу — типу полесья — и недостаточно полно развили ту часть своей теории, которая относится к предгорным аллювиальным равнинам (Герасимов и Марков, 1938, стр. 308—309). Мы ясно чувствуем сейчас правильность этого упрека, но можем вместе с тем именно сейчас пойти вперед в развитии своей теории, основываясь не на вычитанных из книг премудростях, а только на своих наблюдениях в горных странах.

Понадобилось пять лет для того, чтобы сделать этот шаг вперед. Эти пять лет полевых исследований и наблюдений в Средней Азии позволили нам неразрывной связью связать то, что казалось совершенно раздельным и оторванным одно от другого, — денудационные поверхности гор и наземные аллювиальные равнины вокруг гор. Их связывают те самые аллювиальные равнины подножий, закон подиятий которых мы только что формулировали. В дополнение к этому закону надо сказать, что *равнина подножий — это отрезок или часть одной из наземных аллювиальных равнин, система которых окружает большие горные системы и узлы*. Это положение можно строго доказать на любом конкретном примере: Южно-Таджикская депрессия и Кара-кумы, Ферганская депрессия и Кызыл-кумы, и т. д. Можно доказать его и в общей форме. Эта связь пояса материковых аллювиальных равнин, за пределами гор, но вокруг них, с денудацией самих гор и ее законами чрезвычайно важна, и на почве ее будет открыта, по-нашему, не одна еще большая закономерность. Подробнее об этом еще преждевременно говорить. Важно лишь в общей форме учесть неразрывность связи формирования рельефа равнин, окаймляющих горы, с созданием формирования рельефа гор как в части создания их структур, так и в части образования внешних форм их. На этом пока остановимся. Но мы считаем необходимым в заключение отметить одно важное следствие, вытекающее из изложенного выше. Ясно из предыдущего, что мыслить процесс поднятия горных систем без денудационных, так сказать, следствий этих поднятий невозможно: и то и другое неразделимо, это одно и то же. Между тем, единство это не охватывается современной наукой.

Поднятия гор в создаваемых им внутренних структурах изучаются геотектоникой, а денудационные следствия этих поднятий изучает геоморфология. «Если без знания тектоники вообще невозможно понимание форм поверхности, то и обратно, не все тектонические элементы могут быть выяснены без анализа геоморфологического» (Герасимов и Марков, 1938, стр. 74). Это совершенно верно, но из этого надо сделать большой конкретный вывод, пора для которого пришла только сейчас.

Геотектоническая точка зрения и точка зрения геоморфологическая, если каждую из них брать отдельно, односторонни, не охватывают изучаемого объекта в целом. Должна быть поэтому создана новая наука — геоморфотектоника, которая даст новый синтетически-диалектический подход к огромному явлению закономерных изменений рельефа земного шара.

В течение последних десятилетий мы присутствовали при блестящем плодотворном развитии в науке нового геоморфологического метода, рожденного в географической науке. Он доказал за эти годы свою плодо-

творность, свою точность и получили широкое применение, помимо пространственно-географического, также и исторически-временное. В результате этого он победоносно внедрился в геологию, благодаря усилиям, главным образом, советских специалистов, и внес в нее массу нового. В исторической геологии он сделался четвертым основным методом, рядом с такими ее главными методами, как стратиграфический, палеонтологический и петрографический.

Все это, несомненно, за последние годы привело к тому, что геоморфология стала не только географической наукой, но в такой же мере наукой геологической. Четко и определенно выяснилось, что без историко-геологического углубления она плоска и одностороння.

Однако сейчас одной констатации этого уже мало. Мы должны определенно сказать, что нужно пойти еще дальше.

Есть точный, плодотворный, оправдывающий себя во всем геоморфологический метод, но нет, не может и не должно быть отдельной науки — геоморфологии. На ее месте должна быть создана новая наука — геоморфотектоника, которую надо сейчас строить, для чего основы уже имеются.

Литература

- Герасимов И. П. и К. К. Марков. Ледниковый период в СССР. Изд. Инст. геогр. АН 1938. — Кузнецов С. С. Попытка геоморфологического расчленения Закавказья. Изв. Русск. Геогр. общ., т. 70, вып. 3, 1930. — Личков Б. Л. Древние оледенения и великие аллювиальные равнины. Природа, 1930а, № 10. — Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Тр. Геоморфол. инст. АН СССР, т. I, 1930б. — Личков Б. Л. Великие аллювиальные равнины и древние оледенения в истории земного шара. Изв. Гос. Гидрол. инст., 1932а, № 46, май. — Личков Б. Л. О древних оледенениях и великих аллювиальных равнинах. Зап. Гос. Гидрол. инст., т. II, 1931, т. IV, 1932б. — Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв. Всесоюз. Геогр. общ., 1945, № 4. — Щукин И. С. Общая морфология суши, т. II. 1938. — Шильд С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946. — Haug Em. *Traité de géologie*, vol. I. Paris, 1911.

1952 · ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК · I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

М. И. АЛЕКСАНДРОВА

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДРЕВНИХ ВПАДИН
ВОСТОЧНОЙ БЕТПАК-ДАЛЫ

В настоящей статье дается генетическая характеристика ряда впадин, обследованных летом 1946 г. в процессе геологической съемки восточной части Бетпак-далы в составе комплексной экспедиции.

Геологи, проводившие на протяжении ряда лет исследование Голодной степи Казахстана, в том числе Бетпак-далы, при характеристике устройства ее поверхности указывают на широкое развитие в Бетпак-дале впадин преимущественно эолового происхождения и при этом отмечают, что только в отдельных случаях они являются остатками сильно измененной, очень древней гидрографической сети.

Совершенно несомненно, что процессы дефляции как водной, так и эоловой сыграли и играют в настоящее время большую роль в формировании всех впадин Бетпак-далы. Однако причины их возникновения и пути последующего развития, по-видимому, различны.

Прежде чем перейти к описанию впадин, следует коротко остановиться на общей схеме геологического строения, структурных особенностях и рельефе района их распространения.

Схема геологического строения

Наиболее древние породы района — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и сильно измененные эффузивы, тесно связанные с двумя гранитными массивами, расположенными один к югу от горы Курманчиг и второй — к северо-востоку, выходят на поверхность в склонах глубоких впадин. Породы эти сильно перемятые, местами плейчатые, прорваны средне-зернистыми биотитовыми гранитами и граптодиоритами, местами давленными, интрузии которых в юго-западном Прибалхашье приурочены к готландию. Вместе с последними они образуют два указанных выступа кристаллических пород.

Возраст этих пород, несомненно докаледонский, точнее может быть определен лишь по аналогии с районом Кандыктас как донинжнепалеозойский, возможно архейский.

По аналогии с соседними районами центрального Казахстана можно подойти к вопросу о возрасте кварцевых порфиров и альбитофиров, имеющих довольно широкое развитие в описываемом районе и залегающих в виде разобщенных участков покрова.

Не останавливаясь здесь на вопросе о происхождении этого «покрова», поскольку он не связан с основной темой настоящей статьи, следует указать, что он трактуется как тектонический (шарпж).

Излияния кислых лав в центральном Казахстане имели место в нижнем и среднем девоне, в нижнетурнейское время, в верхнетурнейское и в визейское время.

Имея в виду, что базальный конгломерат красноцветной толщи, относимой здесь обычно к среднему и верхнему девону, существенно состоит из гальки кварцевых порфиров и альбитофиров, излияние последних в описываемом районе, пока условно, относится к нижнему девону. Следует, однако, иметь в виду, что в ряде пунктов автором констатировано залегание кварцевых порфиров на песчаниках красноцветной толщи.

Уточнение возраста кварцевых порфиров и альбитофиров даст, очевидно, возможность решить вопрос об аллохтонности или автохтонности образуемого ими покрова.

Следующим, более молодым членом стратиграфического разреза описываемого района является красноцветная толща конгломератов и песчаников, широко развитая по всему центральному Казахстану. Лежащие в основании ее базальные конгломераты постепенно вверх по разрезу переходят в обычно аркозовые средне- и мелкозернистые песчаники, замещааясь ими иногда и по простиранию.

Эта толща участвует в общих структурах с породами нижнего карбона, при этом наблюдается постепенный переход от красноцветных, континентальных образований девона к морским фациям нижнего карбона.

Красноцветную толщу в соседних районах относят к среднему и верхнему девону. Поскольку в южной Бетпак-дале осадочные фации среднего девона не известны, накопление красноцвета в описываемом районе следует относить к перпенду верхний девон—нижний карбон.

В основании пород нижнего карбона, представленных чередованием сравнительно маломощных известняков, песчаников и реже сланцев различных оттенков серого цвета, богатых фауной мшанок, одиночных и колоннальных кораллов, криноидей, брахипод и реже пелеципод верхнего турпе и визе, залегает весьма характерная пачка пестроцветных пород.

В состав ее входят снизу вверх:

а) Переслаивающиеся глины розового, красного, белого и зеленоватого цветов, видимой мощностью более 10 м.

б) Гипс грязно-серый, сильно глинистый, или желтый, сильно опесчаненный, с тонкими прослоями известняка; местами он замещается загипсованным тонкозернистым песчаником желтого цвета или светлосерым тонкослонистым известняком; видимая мощность гипсов в среднем не превышает 4—5 м, однако местами она значительно больше.

Гипс, как правило, сильно закарстован, имеет кавернозную поверхность и благодаря черной от пустынного загара корке по внешнему виду очень напоминает шлак.

в) Выше гипса, на неровной от выщелачивания поверхности его, залегает известняк грязно-серый, местами почти черный, тонкослонистый, глинистый и огипсованный, с мелкими обломками криноидей. Мощность его не ясна, так как почти повсеместно он встречается в нарушенном залегании. Пласты его обычно раздроблены на глыбы и щебень, сцементированные и образующие весьма характерную брекчию однородного состава.

Бесформенные глыбы брекчии в результате смещения, обрушения и сползания по глинам залегают хаотически, придавая весьма причудливое очертание сложным или водораздельным гребням и склонам гряд. Местами брекчия также часто закарстована.

Описанная пачка пород подстилается красными песчаниками нижней красноцветной толщи (D_3-C_1) и перекрывается горизонтом красных песчаников, подстилающих непосредственно серые известняки и песчаники турне (рис. 2).

Литологический состав и стратиграфическое положение этой пачки позволяют устанавливать смену физико-географических условий на границе девона и карбона.

На основании палеогеографического анализа связывают накопление в это время гипсов с медленным развитием в Бетпак-дале трансгрессии, отмечая, что море проникало в пониженные участки суши, возможно, в виде более или менее обширных ингрессирующих языков и заливов, имевших временами затрудненную связь с морем, с чем нельзя не согласиться.

Время отложения описанной пачки пород скорее всего захватывает частично этрен и нижнее турне.

В отношении происхождения брекчии, входящей в состав описанной пачки пород, существуют различные взгляды. Так, одни, закартировавшие многочисленные выходы этой брекчии на поверхность, считали ее тектонической, подстилающие же пестрые глины — молодыми (мезокайнозойскими), поджатыми по краю тектонического покрова. Другие приписывают ей чисто осадочное происхождение.

Повсеместная приуроченность брекчии к определенному стратиграфическому комплексу, хаотическое залегание ее на сплюсн, а местами на пацело выщелоченном гипсе, однородный состав и присутствие местами небольших участков изогнутых пластов — все это позволяет предположить, что образование брекчии скорее всего явилось результатом карстования гипсов и лежащих в их кровле известняков с последующим обрушением последних. Брекчия, таким образом, является карстовой, т. е. вторичной, связанной с внутрипластовыми нарушениями, вызванными карстообразованием в гипсах и покрывающих их известняках.

Эти процессы сыграли большую роль в формировании древнего, домезокайнозойского рельефа, о чем будет сказано ниже.

На фаунистически охарактеризованном морском нижнем карбоне, без признаков углового несогласия или следов размыва, залегает толща красных и красно-бурых песчаников (верхняя красноцветная толща), соответствующая, очевидно, в возрастном отношении Джезказганской свите (C_2-P_1), детально описанной для района Джезказгана К. И. Сатпаевым.

Нижней возрастной границей этой свиты является верхнее визе, верхней — нижняя пермь. Границы эти устанавливаются присутствием в ней, в Атбасарском районе, флоры, встречающейся в среднем и верхнем карбоне, а в верхах толщи — гапондных рыб нижней перми.

В описываемом районе, где нет полного разреза этой свиты, а имеются лишь ее низы, более удобно датировать верхнюю красноцветную толщу пока условно C_{2+3} , причем весьма вероятно также, что отложение ее относится к периоду намюр—средний карбон.

Интрузии герцинского возраста, не выделенные на прилагаемой геологической карте, ввиду небольшого их размера, зафиксированы в процессе съемки в ряде мест.

Представлены они в основном светлорозовыми аляскистыми гранитами и их жильными фациями (пегматитами, аплитами и др.). Интрузии этих пород в описываемом районе рвут докембрийские кристаллические породы и древние каледонские граниты, а в непосредственной близости к Бетпак-дале — породы девона и нижнего карбона.

На размытой поверхности всех описанных выше пород залегает мало-мощный покров, состоящий из пестрых, чаще красных глин, перекрытых огипсованными песками и рыхлыми конгломератами. Последние состоят обычно из мелкой, хорошо окатанной гальки кварца, яшм, яшмо-кварцитов и других пород, чуждых данному району, гальки, сцементированной гипсом и сохраняющей часто структурные особенности древних пород. По присутствию в этих отложениях костей динозавров и остатков древесины, а также по сопоставлению с породами других районов, в Бетпак-дале их обычно относят к верхнему мелу. Во многих случаях глины подстилаются корой выветривания древних пород. Слагая обширные водораздельные равнины, верхнемеловые отложения часто встречаются на днищах крупных впадин.

Наиболее молодые, четвертичные отложения имеют сравнительно небольшое распространение и генетически распадаются на аллювиальные, развитые в долине р. Чу и оставленных ею участках древних долин, делювиально-пролювиальные, приуроченные, главным образом, к склонам и днищам впадин, и эоловые, преимущественно полужакрепленные пески.

Структурные особенности и рельеф

Большое место в общей структуре района занимают уже описанные выше два крупных выступа кристаллических пород, в основном древних, повидному докембрийских, гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев. Более мелкие выступы их наблюдаются на склонах впадин и, в виде останцов, на днищах некоторых из них (впадина Кыргыз-бай). Последние являются, повидному, свидетелями значительной расчлененности докембрийского рельефа.

Наибольшую площадь в пределах района занимают складчатые структуры, образованные в основном породами среднего и отчасти верхнего палеозоя. Для последних характерна брахискладчатость и преобладание северо-восточных простираний, чуждых Бетпак-дале в целом и соседней к СВ системе гор Бурун-тау, относящихся к северо-западному Прибалхашью. Свойственные последним северо-западные простирания наблюдаются лишь в западной части описываемого района, именно вдоль западной окраины кристаллического массива и к северу от горы Курманчте.

Вдоль края северо-западного массива происходит резкий поворот простираний на СВ, т. е. здесь имеет место обтекание его складками, образовавшимися в процессе герцинской складчатости. При этом, в то время как ближайшие к юго-восточному краю массива складки точно повторяют его контур и ориентированы в соответствии с ним с ЮЮЗ на ССВ, более удаленные от него заметно отклоняются к югу, приобретая простирание ЗЮЗ—ВСВ. Такая же резкая смена простираний от ВСВ на СЗ имеет место к северу от горы Курманчте.

Напряженность герцинских движений, особенно сильная в области сочленения кристаллических и осадочных толщ, сказалась в разломах,

сопровождавшихся, повидимому, перемещением отдельных толщ среднего палеозоя типа надвигов, а также проявлением интрузивной деятельности, давшей мощные жилы гранитов, аплитов, пегматитов и других пород, рвущих (в описываемом районе), главным образом, породы кристаллических массивов.

Отложения верхнего мела, имеющие довольно широкое распространение, слагающие поверхность развитых на западе обширных равнин и отдельных водораздельных участков в области развития среднего палеозоя и залегающие на склонах и днищах впадин в пределах последнего, дислоцированы очень слабо: углы падения в них обычно 3—10°. Под ними в ряде случаев встречается кора выветривания пород среднего палеозоя. Все это свидетельствует о том, что отложению мела предшествовал длительный период денудации страны (верхний карбон—юра), выработки сильно расчлененного, повидимому в основном эрозийного, рельефа и образования коры выветривания на породах девона—карбона.

Характерной особенностью рельефа описываемой части Бетпак-далы является тесная связь его с геологическими структурами, каждая из которых отличается своеобразным типом рельефа.

Так, область, занятая обширными выступами кристаллических пород древнего основания — интенсивно смятых и пропизанных жилами гранитов, пегматитов, аплитов и кварца, представлена холмистой равниной, местами с типичным для центрального Казахстана мелкосопочником. Последний образован обычно останцами наиболее устойчивых разностей гранитов и их жильных фацций, а также кварцевых жил.

Для площади распространения комплекса пород складчатого среднего палеозоя характерен в основном грядовый рельеф, формирование которого обусловлено чередованием более или менее устойчивых пород. Простирающиеся гряды и разделяющих их субсеквентных понижений соответствует простиранию пород, повторяя в плане все его изгибы и отражая в поперечном профиле направления и углы падения пластов, что дает возможность легко распознавать характер складчатых структур на месте, на фотосхемах и даже на топографических картах. Поперечный профиль гряд асимметричен, таким образом они представляют собой типичные куэсты.

Отдельные, обычно повышенные участки в области грядового рельефа заняты поверхностью слабо расчлененных плато, сложенных кварцевыми порфирами. Местами кварцевые порфиры и альбитофиры дают резкие формы рельефа, как, например, гора Курманчиге, расчлененная на ряд вершин с крутыми обнаженными склонами.

Характерной принадлежностью грядового рельефа являются впадины моноклинального и синклиналичного типа, а также гряды и отдельные их останцы, представленные хаотическим нагромождением глыб брекчии, придающим резкое очертание водоразделам и склонам их.

Площади, занятые верхнемеловыми отложениями, представлены повсеместно равнинами с полого-волнистой поверхностью. Среди этих равнин в западной части района возвышаются останцовые горы и гряды, представляющие собой выступы среднепалеозойских пород. Внутри впадин меловые породы либо причленены к склонам, сложенным более древними породами, либо сохранились в виде небольших останцовых, столовых гор на днищах их.

Положение верхнего мела в современном рельефе, т. е. залегание его как на водораздельных участках, так и во впадинах, позволяет сделать

вывод о том, что формирование глядового рельефа и выработка впадин предшествовали его отложению. В таком случае в области развития среднепалеозойских структур описываемого района имеет место «откопанный» рельеф, сформировавшийся в главных своих чертах в домеловое, а возможно, и доюрское время и законсервированный благодаря погребению его под более поздними отложениями. Этот вывод определяет в то же время и возраст впадин.

Следует отметить, что в свое время Н. Г. Кассин пришел к такому же выводу в отношении древних долин центрального Казахстана, выполненных отложениями верхнего мела (Кассин, 1936).

Геологическое строение и морфология впадин

Большинство впадин описываемого района приурочены, как это видно из прилагаемой карты (рис. 1), к площади развития пород нижнего карбона и толщи подстилающих их красных мелкозернистых песчаников (D_3-C_1), а также к сходным с ними красным же песчаникам Джезказганской свиты.

К таковым относятся: *I* — долинообразная впадина без названия, начинающаяся к ЗСЗ от горы Курмагчиге и открывающаяся во впадине с солончаком Джамаг-гын, *II* — впадина Джамаг-гын, *III* — впадина с кол. Киргиз-бай, *IV* — впадина с кол. Тунлюкты, *V* — впадина с кол. Танин-казган, *VI—VII* — впадина Тогус-гумалак, *VIII* — впадина с ур. Кара-гуз, *IX* — впадина с ур. Кызыл-гуз и (*X—XI*) две безымянные впадины к северу от горы Курмагчиге.

Первые пять впадин обнаруживают большое сходство как в морфологии, так и в геологическом строении их.

Все они приурочены к границе нижней красноцветной толщи (D_3-C_1) с толщей морских отложений нижнего карбона (турне—визе), точнее — к залегающей в основании последних пачке пестроцветных пород (этрел—нижнее турне). Последняя, слагая днище одних впадин, либо скрыта под рыхлыми отложениями (Джамаг-гын — *II*), либо сохранилась в виде отдельных останцов на дне или вдоль одного из бортов впадин (Тунлюкты — *IV*, Киргиз-бай — *III*), в других — образует один из бортов (южный у. впадины безымянной — *I* и Джамаг-гын — *II*, юго-западный у. впадины Танин-казган — *V*).

Протягиваясь вдоль указанной пачки пород, вся цепь впадин, линейно вытянутых, следует общему простираанию пород верхнего девона — нижнего карбона, повторяя в плане все его повороты.

Так, северо-восточное направление впадин безымянной (*I*) и Джамаг-гын в юго-восточном конце впадины Киргиз-бай сменяется, следуя резко, почти под прямым углом, повороту пластов, северо-западным, характерным, кроме указанной впадины, для впадин Тунлюкты и Танин-казган.

Характерной особенностью этих впадин является приуроченность их к моноклинально залегающей толще осадочных пород девона — карбона, образующей северное крыло крупной синклинальной структуры и носящей лишь местами следы дизъюнктивных нарушений (впадины Тунлюкты — безымянная).

Эта особенность получает отражение в морфологии впадин, обуславливая долинообразный их характер, асимметричный поперечный профиль, образованный крутым, часто ступенчатым склоном, обнаруживаю-

щим головы пластов, и пологим, сильно эродированным склоном, согласным с общим падением пластов. Таким образом, по своей морфологии эти впадины совершенно аналогичны продольным моноклиналим долинам и могут быть отнесены к типу моноклиналим.

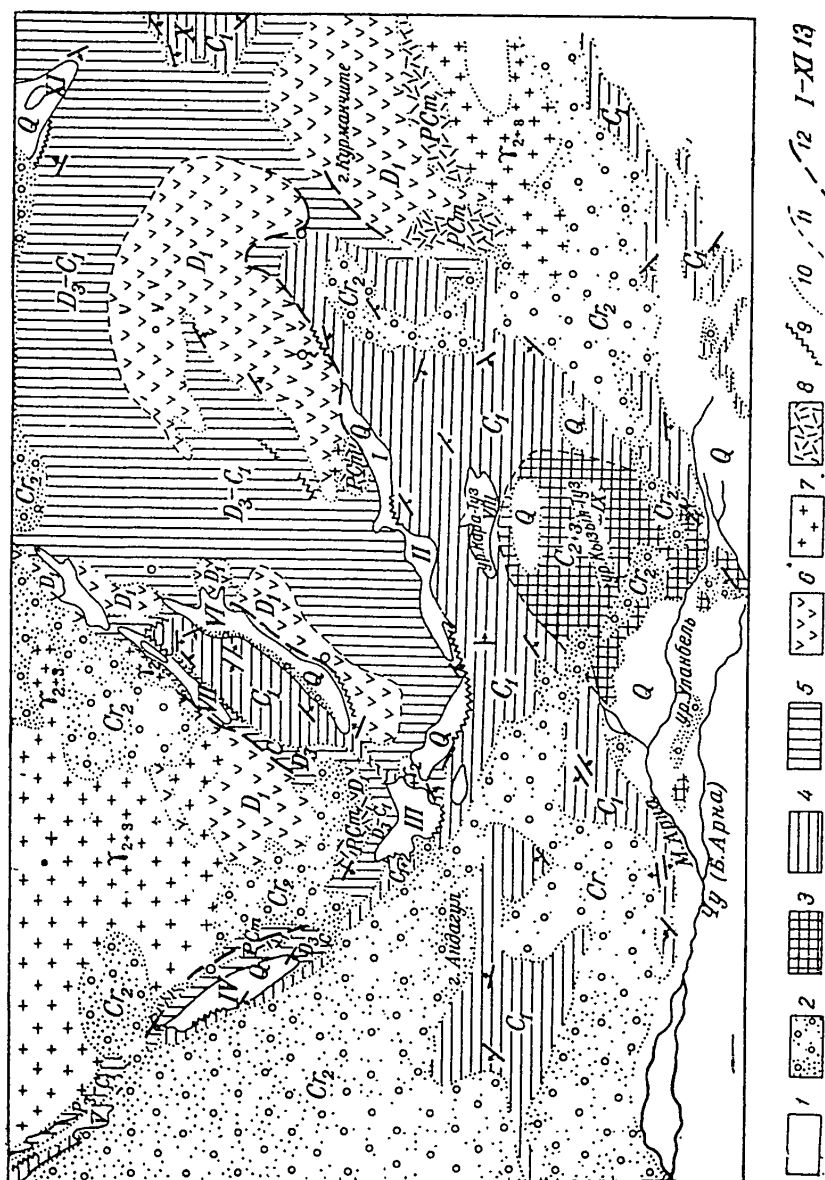


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района впадин восточной Бетпак-далы.

Слегка вогнутые днища этих впадин сравнительно мало загружены рыхлыми образованиями, среди которых часто выступают невысокими грядами пласты коренных пород. Наиболее пониженные участки дна заняты вязкими солончаками с более или менее мощной коркой поваренной соли, по периферии же их развиты пухлые солончаки. На днищах

некоторых впадин преобладающую роль играют цепочнообразно вытянутые такры. Местами дна впадин прорезаны руслами и частично запяты полузакрепленными песками.

Ширина впадин колеблется от 0.4—0.5 км до 1—1.5 км при длине от 4 до 7 км и более. Некоторые из них имеют ясно выраженный уклон и начинаются несколькими долинами (безымянная, Джамаи-гын).

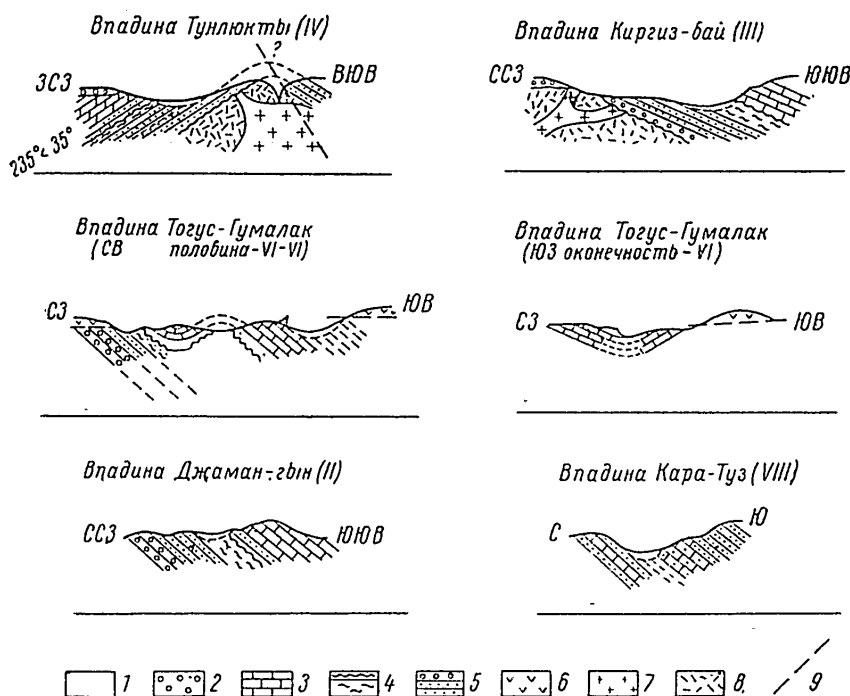


Рис. 2. Схематические поперечные профили впадин.

1 — песчано-глинистые отложения, сверху засоленные (Q); 2 — глины, загипсованные пески и конгломераты (Ст₂); 3 — известники, мергели, песчаники и сланцы с фауной (С₁); 4 — пестроцветная начка пород с карстовой брекчией в кровле, залегающая в основании морского нижнего карбона D₃—С₁; 5 — нижняя красноцветная толща песчаников и конгломератов (D₃—С₁); 6 — кварцевые порфиры и альбитофиры (D₁?); 7 — граниты биотитовые и гранодиориты (каледонские) с жилами и штоками аляскиновых гранитов, анлитов и пегматитов (герцинских), λ₂₊₃; 8 — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, аффуэвы (РСт); 9 — линии тектонических нарушений.

Южный борт всех этих впадин образован, как правило, морскими отложениями нижнего карбона, северный — породами нижней красноцветной толщи, залегающей несогласно на породах кристаллического массива (гнейсах, гранитах, гранодиоритах и др.), обнажающихся в склоне, либо выступающей из-под покрова кварцевых порфиров и альбитофинов (впадины: безымянная, Киргиз-бай, Тунлюкты, Танин-казган).

Следует еще добавить, что впадины безымянная, Джамаи-гын и Киргиз-бай, образующие непрерывную цепь, взаимно связаны, в то время как лежащие на их продолжении и геологически тесно связанные с ними впадины Тунлюкты и Танин-казган разобщены узкими и плоскими перемычками, представленными водораздельными равнинами, сложными мелом.

Меловые отложения встречены также на склонах и днищах ряда впадин, в частности Киргиз-бай.

К типу моноклиальных впадин относится также впадина (урочище) Кара-туз (VIII), отличающаяся от вышеописанных незначительной протяженностью, полной изолированностью и приуроченностью исключительно к породам морского нижнего карбона, простирающегося почти широтно.

По-иному построены остальные впадины описываемой части Бетпакалы. Будучи приурочены в основном к синклинальным прогибам в породах верхнего девона—нижнего карбона, они являются структурными.

К таковым относятся впадины: Токус-гумалак, Кызыл-туз и две безымянные впадины, расположенные к северу от горы Курманчиге.

Впадина Токус-гумалак (VI—VII) расположена севернее впадины Киргиз-бай и ориентирована в направлении с ЮЗ на СВ, т. е. под прямым углом к последней. Приурочена она к брахисинклинальной складке, ось которой вытянута также в северо-восточном направлении. Складка эта осложнена наличием узкого антиклинального перегиба второго порядка, приведшего к обособлению двух параллельных брахисинклиналей. По оси этих складок выработаны две впадины.

Одна из них — юго-восточная (VI), отделенная от впадины Киргиз-бай узкой водораздельной перемычкой, составляет в ее северо-восточном конце из ряда хорошо разработанных долин, падающих в направлении с ССВ на СВ на ЮЗ. Северо-западный борт впадины сложен пачкой пластов мергеля, известняка и песчаника нижнего карбона, падающих на ЮВ и образующих в месте их замыкания юго-западный довольно крутой склон впадины. В юго-восточном борту они быстро выклиниваются на контакте с кварцевыми порфирами и альбитофирами, слагающими в основном этот борт впадины.

Длина впадины без составляющих долин, протягивающихся вверх на 6—7 км, достигает 6 км при ширине 0.4—0.75 км. Днище ее занято частично полужакрепленными бугристыми песками, частично солончаками и такырами. Вдоль северо-западного борта впадины прослеживаются останцовые горки и холмы, сложенные пестрыми глинами и песками с галькой верхнего мела. Эти отложения встречены также на дне впадины в ряде мест.

Отделенная узкой перемычкой от описанной, северо-западная впадина (VII) отличается сложным строением. Она состоит из ряда полуразобщенных впадин, ориентированных также согласно с простиранием пород, т. е. с СВ на ЮЗ, но при этом, следуя местами заворотам простираций, они часто имеют в плане неправильную, причудливую форму.

Одна из входящих в ее состав впадин, приуроченная к оси брахисинклинали, имеет в общем синклинальное строение, т. е. падение склонов ее, образованных породами морского нижнего карбона, совпадает с падением пластов.

Другая впадина, вытянутая параллельно первой, по геологическим условиям и морфологии совершенно аналогична описанным выше моноклиальным впадинам Киргиз-бай и Тузлюкты. Отдельные, наиболее пониженные участки ее днища, сложенного красными песчаниками (D_3-C_1), заняты солончаками и такырами.

Расположенная в 3 км к югу от впадины Кара-туз впадина с ур. Кызыл-туз (IX) приурочена к оси синклинального прогиба в верхней красноцветной толще песчаников (C_{2+3}), что находит отражение в ее морфологии. Склоны этой впадины, сравнительно пологие, падают согласно.

с падением пластов, значительно эродированы и закрыты местами полужакрепленными песками. Большая, западная часть дна впадины занята вязким солончаком со слоем рапы и поваренной соли.

Синклипальное строение имеют также две впадины, расположенные к северу от горы Курманчиге и выходящие большей своей частью за границы района работ 1946 г.

Ближайшая к горе впадина (X), находящаяся в 3.5—4 км от нее, выработана в толще морских отложений нижнего карбона, образующих брахисинклипаль с осью, наклоненной к ЮВ. На дне впадины залегают верхнемеловые отложения.

Вторая впадина (XI), удаленная от горы Курманчиге на 8—9 км, приурочена также к брахисинклипальной структуре, образованной породами красноватой толщи (D_3-C_1), и морского нижнего карбона. Оба борта ее сложены красными песчаниками, падающими к центру впадины под породами пестроцветной пачки (этреп—нижнее турне), гряды и останцы которых прослеживаются у основания склонов. Повышенная часть дна впадины занята более молодыми, предположительно верхнемеловыми отложениями, наиболее низкая — солончаком.

Таковы в общих чертах морфология и геологическое строение впадин описываемой части Бетпак-далы, позволяющие выделить два основных типа их — впадины, наиболее распространенные, продольные моноклипальные, приуроченные к комплексу пород D_3+C_1 , и впадины структурные, синклипальные, т. е. приуроченные к синклипальным прогибам в различных породах карбона.

Следует упомянуть еще о структурных впадинах, расположенных западнее района, показанного на геологической карте (рис. 1), и выработанных в ядрах небольших куполов, сложенных той же пачкой пестроцветных пород (этреп—нижнее турне). Здесь, таким образом, имеет место обращенный рельеф [бугры Кара-кня, Казангап (Казыкты) и др.].

Происхождение и возраст впадин

Первопричиной заложения большинства моноклипальных впадин, приуроченных к определенному стратиграфическому комплексу, именно к пачке пестроцветных пород (этреп—нижнее турне), следует считать процессы карстообразования в гипсах и в известняках этой пачки, следы и последствия которых встречаются всюду в местах ее распространения.

Процессы эти получили развитие вслед за периодом герцинской складчатости, приведшей к образованию ряда брахисинклипальных и синклипальных структур в процессе формирования в них водоносных горизонтов, один из которых, очевидно, был приурочен к пачке гипсов и известняков, залегающих на водоупоре из пестроцветных глин. Выщелачивание известняков и гипсов привело к образованию в толще их крупных пустот. В результате высокого горного давления, имевшего, очевидно, место в этой остававшейся еще мобильной зоне, произошло обрушение кровли гипсов, представленной известняком, также закарстованным, приведшее к образованию брекчии, всюду в настоящее время наблюдающейся на неровной поверхности выщелоченного гипса.

В этом свете становится понятным приуроченность брекчии, принявшей ранее за тектоническую, к определенному стратиграфическому горизонту, ее однородный, в большинстве случаев, состав, изогнутость отдельных, сохранившихся от разрушения участков и пластов, гипсовый

цемент, отсутствие следов трения. Все эти черты характерны именно для карстовых брекчий (Norton, 1907).

В результате указанных внутрипластовых нарушений впервые заметили направления и пути для развития процессов денудации. Такими путями явились, в первую очередь, ослабленные зоны вдоль происшедших внутрипластовых нарушений в виде первичных, линейно вытянутых узких (провальных?) депрессий, а также, очевидно, зоны тектонических контактов.

Связь между собой впадин описываемого типа, их долинообразный характер и отсутствие обломочного материала на днищах (древний, домеловой пролювий) дают основание предполагать, что они представляют собой реликт какой-то древней, домеловой гидрографической сети, разработанной по линиям образовавшихся ранее карстовых депрессий или нарушений.

Выработка долин привела к углублению и расширению первоначально узких и мелких депрессий путем глубиной и боковой эрозии, главным образом, в неустойчивых породах красноцветной толщ, которыми обычно сложен и один из бортов впадин и часто днище.

В процессе роста впадин пачка неокрасившихся пород с ее закарстованными гипсами и брекчиями оказалась местами поднятой над днищем и образующей один из бортов. Наличие коры выветривания на склонах некоторых впадин под отложениями мела (Киргиз-бай) свидетельствует о том, что период их формирования был длительным. В дальнейшем произошло заполнение (погребение) впадин континентальными отложениями верхнего мела.

Получившие вслед за тем интенсивное развитие процессы денудации страны, в первую очередь эоловой, привели к «откапыванию» древних долин, придав им вид полуразобренных или замкнутых впадин. Имея в виду этот последний этап в жизни впадин, можно придавать большое значение в их образовании эоловой деятельности.

Как показывает анализ всего фактического материала, происхождение этого типа впадин в основном эрозионно-карстовое. С карстом в гипсах связано, очевидно, и формирование упомянутых выше впадин в ядрах куполов.

Заложение синклиналильных впадин относится к периоду интенсивного развития процессов денудации только что образованных герцинских структур и обусловлено водной и эоловой денудацией склонов первичных синклиналильных прогибов в породах карбона. Наличие верхнемеловых отложений на их склонах и днищах свидетельствует о выработке их в домеловое время и последующем заполнении. Таким образом, эти впадины также относятся к числу древних «откопанных» форм рельефа. По генезису же их следует отнести к типу структурно-денудационных.

Обращаясь к приведенной в начале настоящей статьи геологической характеристике впадин Бетпак-далы, данной в свое время, следует признать правильным мнение о значительной роли эоловой деятельности в образовании впадин, а также, что в отдельных случаях они являются остатками сильно измененной, очень древней гидрографической сети.

Однако собранный новый фактический материал позволяет также считать, что для большинства древних впадин роль эрозионного и эолового факторов была значительной не в момент заложения впадин, а в последующей стадии их развития и «препарирования». Возникновение же их и начальный этап формирования обусловлены наличием образован-

ных в результате герцинской складчатости структурных прогибов (син-клинальных и брахисинклинальных) и связанных с ними более поздних карстовых депрессий и зон нарушений. Эти факторы и следует считать определяющими происхождение основной части крупных впадин в области развития среднепалеозойского складчатого комплекса с его древним, в настоящее время в значительной мере «отпрепарированным», рельефом.

Наряду с этим в исследованной части Бетпак-далы имеется бесчисленное множество более молодых впадин эрозионного и, главным образом, эолового происхождения, выработка которых, очевидно, происходила одновременно с «откапыванием» описанных древних впадин.

Литература

К а с с и Н. Г. О древних долинах в центральном Казахстане. Пробл. сов. геол., № 1, 1936. — Norton W. H. A classification of breccias. Journ. of Geology, vol. XXV, 1907.

Н. М. РЕШЕТКИНА

ЗААДЫРНЫЕ И МЕЖАДЫРНЫЕ ВПАДИНЫ КАК АККУМУЛЯТОРЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Заадырные и межадырные впадины представляют собой тектонические депрессии округло-вытянутой формы (площадью от нескольких десятков до сотен квадратных километров), обязанные своим происхождением молодым складчатым поднятиям, давшим начало невысоким пологим грядам — адырам (приплавкам), окаймляющим предгория хребтов Ферганской котловины, северные склоны Киргизского хребта и др.

Заадырные и межадырные впадины обычно несколько вытянуты вдоль хребта и протягиваются прерывистой, параллельной ему цепью. Высотное их положение и приуроченность к областям предгорий горных сооружений Тянь-шаня определяет их климатические и гидрологические черты. Крупные горные реки, стекающие с прилегающих хребтов, пересекают эти впадины по их короткой оси и, пропиливая гряды адыров, выносят свои воды в прилегающие равнины. Более мелкие водотоки часто разбираются полностью на орошение внутри впадины, имея ток воды за ее пределами только в невегетационное время. Режим рек характеризуется значительными колебаниями расходов.

В зависимости от характера питания реки максимальные расходы наблюдаются весной (снеговое питание) или летом (ледниковое питание), или имеется два паводка — весной и летом (смешанное питание); минимальные расходы наблюдаются обычно зимой.

Заадырные и межадырные впадины выполнены галечниково-песчаными и, в меньшей степени, щебенистыми отложениями пересекающих их рек, которые образуют здесь свои конусы выноса. В зависимости от размеров впадин и мощности водных потоков конусы выносов имеют различное развитие и сложены более или менее крупнообломочным материалом. Иногда впадину пересекает лишь одна крупная водная артерия, и тогда мы имеем один конус выноса, заполняющий ее и формирующий рельеф ее дна. В таком случае последний представляет слабо выпуклую покатую равнину, на поверхность которой наложены (или вложены) радиально расходящиеся от устья ущелья галечниковые ленты русел рек и арыков, которые обычно лишь в нижней части впадины врезаются в поверхность ее дна, приобретая характер долины, склоны которой осложнены террасами.

В других случаях мы имеем комбинацию двух и более расположенных рядом, в общем аналогичных конусов выноса, несколько усложняющих очертания рельефа дна депрессии.

Мощные рыхлые крупнообломочные отложения, заполняющие эти впадины, являются прекрасными аккумуляторами подземных вод, как правило, хорошего качества, благодаря чему сами впадины, являясь как бы замкнутыми чашами, выполненными подземной водой, представляют большой практический интерес с точки зрения использования их богатых водных ресурсов.

Питание грунтовых вод происходит, главным образом, за счет инфильтрации воды из поверхности водотоков, особенно в верхних частях конусов выноса, где и формируется, в основном, поток подземных вод.

Роль атмосферных осадков и подземного притока здесь обычно незначительна. В межадырных впадинах подземный приток исключается совершенно.

Вследствие подпора адырами грунтовые воды в наиболее низких местах, по периферии конусов выноса, переливаются через край чаши, выходя на поверхность в виде отдельных мощных источников или групп их, мочажин и болот, и дренируются рекой и системами Кара-су, а при освоении человеком — также и арычной сетью, попадая, таким образом, за пределы впадины поверхностным путем. Интенсивность дренажа стоит в зависимости от высоты порога коренных пород в пропале адыров. Подземный сток из впадины практически отсутствует.

В остальном здесь наблюдается картина зональности, обычная для конусов выноса: распределение грунтовых вод по глубине залегания от поверхности земли, формирование минерализации их от вершины к периферии конуса выноса, соотношение подземного и поверхностного стоков. Выделяется верхняя галечниковая часть конуса выноса. Это — зона образования грунтовых вод, в пределах которой поверхностные водотоки усиленно инфильтруют свои воды, не имея гидравлической связи с подземными водами. Зеркало грунтовых вод, залегающее на значительных глубинах в верхней части конуса выноса, постепенно приближаясь к поверхности земли, наконец, пересекается с ней в периферийных частях конуса выноса и образует зону выклинивания, в пределах которой эти воды возвращаются в поверхностные водотоки.

Таким образом, эти впадины играют роль естественных регуляторов стока, перераспределяя его в своих пределах по сезонам года.

В качестве примера можно привести Байтыкскую задырную впадину, изученную в связи с водоснабжением г. Фрунзе.

Эта впадина расположена между первыми и вторыми грядками предгорий северного склона Киргизского хребта в 12 км к югу от г. Фрунзе. Она представляет собой тектоническую депрессию шириной 6—8 км, вытянутую вдоль хребта на протяжении 28 км и ограниченную на юге горой Шекуле (2289 м), а на севере невысокой пологой грядой (1200—1486 м) песчано-глинистых пород третичного (а в верхней части четвертичного) возраста, расчлененной долинами рек на отдельные возвышенности.

Дно впадины представляет собой покатую на север равнину (абсолютные отметки изменяются с юга на север от 1400 до 1500 м), сложенную конусами выноса рр. Ала-медии и Ала-арча, слабо расчлененную руслами рек и отводами из них.

На меридиане Паспельусского ущелья расположено межконусное понижение, обособляющее восточную и западную части депрессий.

Реки Ала-арча и Ала-медии, зарождаясь в центральной части Киргизского хребта, получают питание за счет таяния снегов и ледников.

Максимальные расходы наблюдаются в июле—августе, они достигают в отдельные годы нескольких десятков кубических метров в секунду. Минимальные падают на февраль—март, когда расходы уменьшаются до 1—2 м³/сек.

Вода этих рек по выходе их из ущелья тут же разбирается на орошение многочисленными отводами.

Впадина заполнена выносами упомянутых рек, представленными главным образом галечниками, слагающими террасы. По петрографическому составу преобладает галька порфиров, порфиритов и туфов, еще реже — метаморфических сланцев. Галечники состоят из хорошо окатанной гальки, почти всегда смешанной с песком, гравием, а иногда и с мелкоземом, и содержат большое количество валунов, размеры которых достигают иногда более 1 м в диаметре. В верхней части конуса галечники обнажены; ниже они вскрываются арыками под небольшим слоем суглинков. На площади болота Чар галечники покрыты чередующимися слоями песков, суглинков и глины и торфа (сверху) и разведаны скважинами на глубину более 70 м.

Описанное геологическое строение впадины создает благоприятные условия для накопления значительных запасов грунтовых вод в мощной толще галечников.

Формирование грунтовых вод, в основном, определяется инфильтрацией поверхностных вод рек Ала-арча и Ала-медии как непосредственно из русел рек, так и из русел многочисленных отводов с орошаемых полей. Инфильтрация атмосферных осадков, выпадающих на площади впадины, имеет второстепенное значение; еще ничтожнее в общем водном балансе впадины роль трещинных вод массива Шекуле.

В толще галечников формируется поток подземных вод, который направлен к северу, согласно уклону рельефа. У северного обрамления впадины, в наиболее пониженных ее частях, происходит выход грунтовых вод на поверхность в виде отдельных крупных и мелких родников, мочажин и болот (болото Чар).

к.
за
по
зо
во

р.
я
р.
но
не
ва
ни
ги

ше
см
ти
ре
(Р
с
бу
ни
ща
ап
п

не
ме
ша
ча
пр

ба
та
(до
ре

Б. К. ШТЕГМАН

К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕЛЬТЫ р. ИЛИ

Вопрос о познании сущности любого явления неминуемо приводит нас к изучению истории возникновения и развития его. Желание понять закономерности в распределении растений и животных в любой местности поневоле заставляет нас интересоваться динамикой не только биопециозов, но и целых ландшафтов, что в свою очередь приводит к изучению вопросов общегеографического и геоморфологического характера.

Таким образом, становится вполне понятным, почему, попав в дельту р. Или и познакомившись с особенностями природы этой местности, я попытался расшифровать сущность этих особенностей, вычленив в историю формирования самой дельты. Изменения, происшедшие за самое последнее время на глазах у человека (хотя и довольно значительные), не относятся к формированию дельты и потому не были мною использованы. Ландшафты в дельте р. Или слагались (одновременно с формированием ее), конечно, в геологические времена, хотя с точки зрения геологии и могут быть названы весьма молодыми.

Дельта р. Или обладает чертами большого своеобразия. Всякий путешественник, посетивший данное место, будет поражен необычайной смесью элементов пустынного и болотного ландшафтов. Водоемы и болотистые низины чередуются с песчаными грядами. Саксаул (*Haloxylon persicum*) во многих местах растет на расстоянии 1—2 м от тростника (*Phragmites communis*) и рогаза (*Typha angustifolia*). *Caligonum* — рядом с кувшинкой (*Nymphaea*). Такое чередование элементов разных и, как будто, между собой несовместимых ландшафтов происходит на расстоянии доброй сотни километров. Имеются даже довольно обширные площади, для которых характерны смешанные «болотно-пустынные» ассоциации. Так, например, встречаются солончаки, поросшие солянками и тростником, и редкие поросли тростника с кустами *Nitraria* и *Tamarix*.

Не подлежит сомнению, что элементы пустынной и болотной флоры не могли развиваться совместно, но должны были заселить указанную местность в известной последовательности. Иначе говоря, история ландшафтов дельты р. Или может быть представлена лишь в виде первоначального господства одного ландшафта с последующим внедрением в его пределы другого.

Для рельефа дельты р. Или характерно чередование песчаных гряд — барханов, в основном строго ориентированных, с водоемами или болотами во впадинах между ними (рис. 1). Хотя барханы и невысокие (до 8—10 м), они создают своеобразную специфику дельты р. Или, резко отличая ее от обычных дельтовых образований.

Как известно, дельта р. Или представляет собой конус выноса реки и, следовательно, должна быть плоской и низменной. Наличие многочисленных систем барханов в пределах дельты р. Или явным образом указывает на то, что эта местность ип в коем случае не представляет собой современных наносов реки.

Следовательно, можно себе представить, что барханный, пустынный ландшафт для данной местности является первичным и в него лишь позднее стал внедряться болотный ландшафт в связи с появлением здесь реки. Многочисленные водоемы возникли, питаясь непосредственно от реки, другие, еще более многочисленные, образовались в результате повышения уровня грунтовых вод.

Таким образом возник современный характерный ландшафт дельты р. Или, состоящий из параллельных гряд песчаных барханов и расположенных во впадинах между ними водоемов и болот. В результате повышения уровня грунтовых вод и появления во впадинах водоемов барханы оказались законсервированными.



Рис. 1. Система озер, расположенных во впадинах между барханами.

Биологические данные тоже говорят в пользу того, что в дельте р. Или пустынный ландшафт является более древним. На системах барханов, расположенных в пределах дельты, т. е. ныне изолированных, имеется пустынная, псаммофильная флора и фауна.

Для распространения многих элементов указанной флоры и фауны водные и болотные пространства представляют собой непреодолимые препятствия, так что о проникновении их при современных условиях в пределы дельты говорить не приходится. Несомненно, пустынная флора и фауна, населяющая ныне барханы среди дельты

р. Или, сохранилась на них с тех времен, когда вся местность представляла собой сплошную пустыню (или полупустыню), и лишь позднее оказалась изолированной водными пространствами появившейся здесь реки.

В качестве примера укажу на элементы пустынной фауны, встречаемые мной на системе «Боккарипских» барханов, расположенных в центре дельты р. Или и окруженных рядом протоков и многочисленными озерами. В этом месте найдены два вида песчанок (*Meriones tamariscinus* Pall. и *Pallasiomys meridianus* Pall.), пустынная черепаха (*Festudo horsfieldi*), песчаный удав (*Erix tataricus*), пустынные ящерицы (*Eremias*, *Phrinoserphalus*) и летающие жуки-чернотелки (*Tenebrionidae*). Этот комплекс элементов пустынной фауны можно встретить на любой более или менее крупной системе барханов среди дельты, но и на отдельных изолированных барханах обитает в каком-то количестве пустынные виды, даже если площадь этих барханов совсем невелика. Так, например, в 1944 г. среди обширной болотистой равнины, изобилующей озерами и сплошь поросшей густым, мощным тростником, я нашел совершенно изолированный маленький бархан.

О происхождении таких изолированных барханов будет сказано ниже, здесь же важно отметить, что на этом затерянном среди тростников барханчике, площадь которого не превышала 0.05 га, все-таки обитали

жуки-чернотелки, песчанники, а из характерных растений *Tamarix*, *Caligonum* и саксаул.

Таким образом, целый ряд соображений говорит в пользу того, что современная дельта р. Или — образование геологически недавнее и что ранее в данном месте господствовала пустыня. В дальнейшем постараемся описать различные этапы образования современной дельты р. Или и причину появления здесь самой реки. Изъездив и исходив за последние четыре года дельту р. Или во всех направлениях (летом на лодке, зимой, в основном, пешком), проживши, к тому же, довольно долго в центре дельты, я смог собрать достаточно большой материал геологического и морфологического характера.

Однако объединить полученные данные и сделать надлежащие выводы я смог лишь после подробного изучения аэрофотосъемки данной местности, в особенности же после того, как мне за 1944 и 1945 гг. удалось облетать на самолете буквально всю дельту р. Или и граничащие с ней части пустыни, посетив некоторые места до десяти раз. Так как я при этом занимался расшифровкой аэрофотосхем, то, по необходимости, должен был изучать все подробности.

В результате этой работы я пришел к убеждению, что для современных географических и геоморфологических исследований самолет совершенно необходим, так как сверху можно постигнуть быстрее и легче то, о чем за годы наземных исследований приходится лишь догадываться.

Прежде чем перейти к описанию самой дельты, мы вкратце остановимся на песках, столь характерных для данной местности. Как уже было указано, песчаные гряды многочисленны почти по всей дельте р. Или. Они, большей частью, строго ориентированы, имея простирание с северо-запада на юго-восток.

Особенности облика (слегка серповидная форма) и разная крутизна склонов указывают на то, что данные пески представлены типичными барханами, движущимися или двигавшимися широким фронтом в направлении господствующих ветров. Прожив некоторое время в дельте р. Или, я установил такой факт. Из рассказов местных жителей и в результате собственных метеорологических наблюдений я уже вскоре пришел к выводу, что господствующими ветрами в данной местности являются северо-восточные. Между тем, барханы, находящиеся на территории дельты, имеют как раз крутые северо-восточные склоны, указывающие на движение их именно на северо-восток, против господствующих ветров.

Установив это парадоксальное явление, я, естественно, пытался объяснить его историческими фактами. Исходя из того, что барханы в дельте р. Или ныне неподвижны и закреплены растительностью, я сделал предположение, что они двигались в те времена, когда соотношения между ветрами были существенно иными, чем ныне, и господствовали именно юго-западные ветры.

Лишь много времени спустя я убедился в том, что мои предположения были неправильны. Оказалось, что барханы, по той или иной причине ожившие (например в связи с тем, что растительность истоптана скотом), и ныне движутся в направлении северо-востока. В особенностях ветрового режима характерно то, что хотя в данной местности количественно преобладают северо-восточные ветры, но они в основном слабы, между тем как единственно сильные ветры дуют с юго-запада и ими обуславливается движение барханов.

Таким образом, для объяснения современного движения песков недостаточно знать, какие ветры в данной местности господствуют. Необходи-

димо также знание относительной силы ветров, так как лишь достаточно сильные ветры могут играть заметную роль в движении песков.

Во время неоднократных полетов мне пришлось видеть сверху разные участки песчаной пустыни Тау-кум, расположенной между низовьями р. Или и Чу-иллийскими горами. Здесь рельеф более сложный. Сначала бросаются в глаза барханы, имеющие те же размеры, что и в дельте р. Или, и так же ориентированные.

Это рельеф современного происхождения, напоминающий сверху морскую рябь. Однако, кроме того, местность всхолмлена еще песчаными волнами, ориентированными приблизительно с востока на запад. Эти песчаные волны имеют громадный размах, и современный барханный рельеф налегает на них, как мелкая рябь на крупных волнах мертвой зыби. Зайдя со стороны дельты р. Или на окраину Тау-кум, я смог убедиться в том, что действительно в этой пустыне песчаные гряды достигают огромной высоты, во всяком случае, значительно превышая 50 м.

Местами среди этих высоких песчаных гряд видны узкие долины или глубокие овраги, повидимому образованные временными потоками.

Из всего вышесказанного явствует, что сложный рельеф пустыни Тау-кум отражает сложную историю его образования. Несомненно, громадные гряды, ориентированные вдоль параллелей, представляют собою древние образования, связанные с особым режимом, ныне изменившимся, в связи с чем мы и видим образование нового рельефа на фоне древнего.

По мере приближения к нагорью Копчегай, прорезаемому между Илийском и Баканасом глубоким ущельем, по которому течет р. Или, пески постепенно теряют свою строгую ориентированность и у подошвы Копчегая, а также в широких долинах образуют совершенно хаотические нагромождения. Такой особый рельеф песков близ гор, повидимому, объясняется тем, что ветры, отклоняемые или заслоняемые горами, теряют свое первоначальное направление. Образуются сложные ветровые потоки, в результате воздействия которых и получается в данных местах сложный рельеф песков, кажущийся хаотическим.

Интересно, что в области «хаотического» нагромождения песков, вдоль течения р. Или, только что покинувшей ущелье, тянутся ориентированные гряды песков. Наиболее хорошо развита песчаная гряда, тянущаяся вдоль правого (северо-западного) берега Или. При более подробном знакомстве оказалось, что указанные «ориентированные» гряды песков имеют твердый скелет в виде коренной террасы реки, в данной местности имеющей высоту не менее 4 м. Таким образом, со стороны реки эти гряды имеют довольно внушительную высоту, между тем как с противоположной стороны высота не превышает 3 м.

Возвращаясь к самой дельте р. Или, укажем, что пески, заполняющие ее, строго ориентированы и представляют собой рельеф более или менее современного образования, но все-таки более древний, чем особенности его, созданные присутствием реки. Современная дельта р. Или представляет собой треугольник, ограниченный берегом Балхаша и двумя системами проток Джидели и Топара (рис. 2). Между этими двумя системами находится среднее или главное русло р. Или, образующее третью систему.

Основное русло течет по хорошо разработанной, хотя и неглубокой долине, шириной от 1 до 7 км, извиваясь по ней прихотливыми меандрами. О степени развития меандр по главному руслу дает известное

понятие следующее: от головной части дельты до устья главного русла по прямой около 100 км, по течению же главного русла — 350 км!

Долина главного русла сплошь заполнена речными отложениями. Сверху отлично видно, что вся площадь долины занята следами старых русел, взаимно перерезающихся и перекрывающихся. Незначительные изменения рельефа сильно подчеркиваются разницей в цвете почвы и растительности, что создает ясную картину сложной мозаики (рис. 3). Местами среди этих отрезков занесенных русел сохранились озера типа

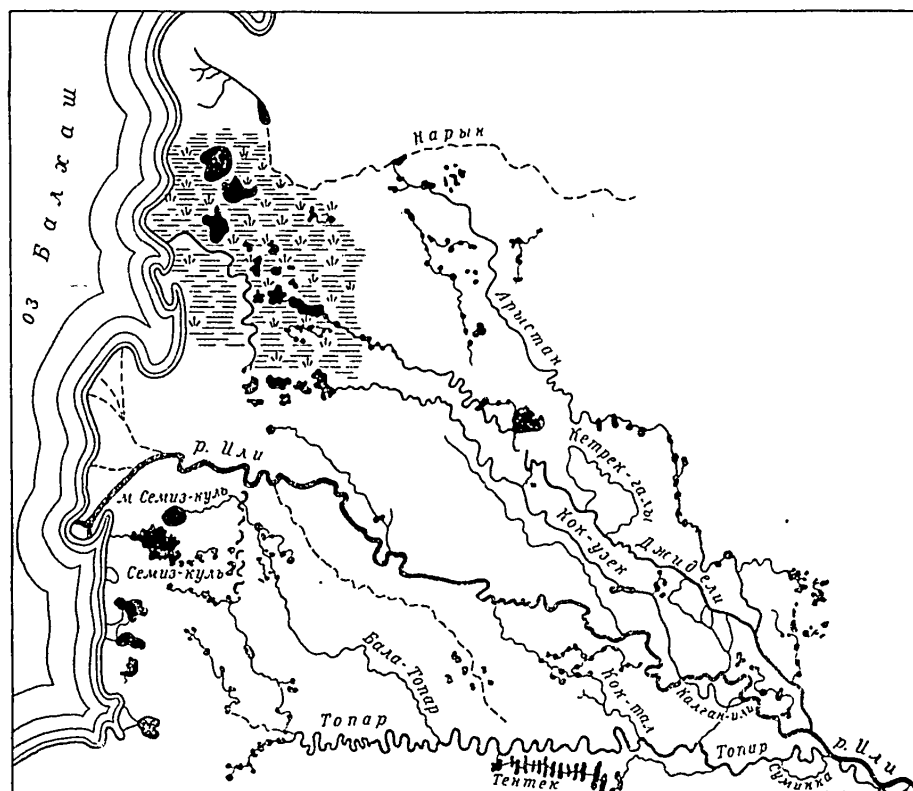


Рис. 2. Схематическая карта дельты р. Или.

стариц, иногда представленные целыми системами. Так, например, в верхней части дельты имеется система Кара-куль, состоящая из 4 больших и ряда мелких озер, которая тянется на расстоянии 4—5 км.

Многие из стариц связаны с современным руслом действующими проточками, другие бывают связаны с рекой только во время паводка, так что в обычное время уровень воды в них несколько выше, чем в реке. В средней части дельты расположено интересное озеро типа старицы (Алка-куль), представляющее собой целую отшнурованную петлю реки, которая ныне имеет форму почти замкнутого кольца. Для всех стариц характерно присутствие слоя ила на дне и изобилие кувшинок (*Nymphaea*). Местами, особенно в наибольших расширениях, среди долины встречаются отдельные островки материковой суши, представленные чаще всего отдельными барханами, затерянными как бы в виде «останцов»

среди окружающих их речных отложений. Будучи иногда подрезаны ныне высохшими протоками, они выделяются своей странной формой и часто несуразно малыми размерами, представляя, однако, приют ряду видов пустынной флоры и фауны (рис. 3).

В пределах указанной долины главное русло и ныне блуждает, меняя в разных своих отрезках как положение, так и направление. Благодаря действию центробежной силы, в каждом изгибе реки подмывается вогнутый берег, имеющий больший радиус.

Таким образом, каждая меандра последовательно все более и более увеличивается, покуда две соседние меандры в своих извилинах слиш-

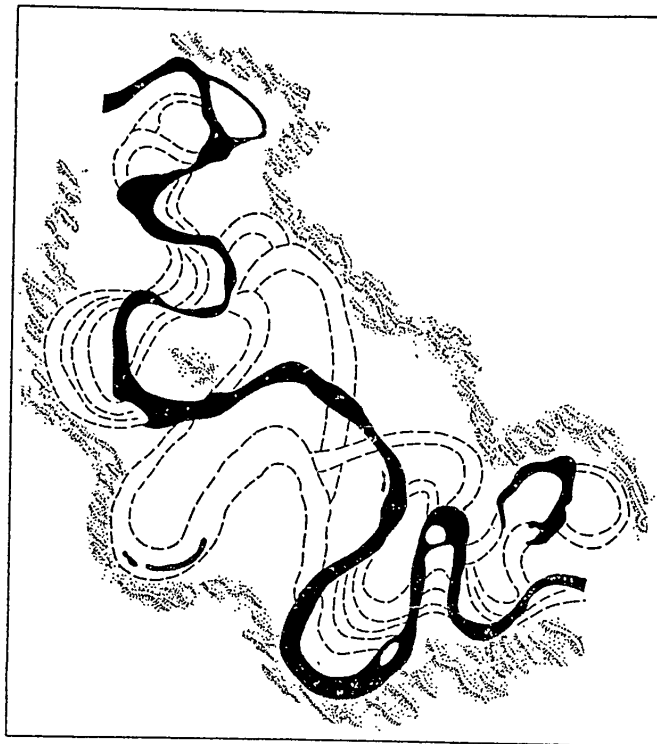


Рис. 3. Отрезок главного русла р. Или.

ком не сблизятся и вода не прорвет их границу, найдя опять более прямой путь. В результате прорванные петли отмирают, на месте же прорыва образуется сильный перепад, который в дальнейшем постепенно выравнивается за счет углубления русла в соседних, вышележащих частях.

При образовании новых меандр и, следовательно, при удлинении русла создается, наоборот, подпор, что приводит к поднятию вышележащего участка русла. Такие случаи приходилось наблюдать неоднократно и во многих местах главного русла.

В связи с подпором находящийся выше участок русла начинает заноситься, так как на нем аккумуляция преобладает над сносом. Постепенно подмывается дно русла, в связи с чем подымается и уровень воды. Во время паводка уровень оказывается выше берегов, так что затопляются ближайшие части русла.

Но так как берега русла густо поросли разными видами растений (в особенности тростником), то переливающаяся через края русла вода здесь фильтруется и вдоль берегов возникают окаймляющие русло валы, высота которых постепенно растет, по мере поднятия дна русла. В результате на данном участке русло оказывается расположенным на насыпи, причем даже дно его может быть расположено выше окружающих мест.

Такие участки возвышенных русел, ныне брошенных рекой, мне пришлось видеть довольно часто. У одного из таких участков, посещенных мной неоднократно, дно брошенного русла возвышалось над окружающими частями долины (в этом месте болотистой) почти на целый метр. Оно было совершенно сухо и поросло высокой травой, частично даже чием (*Lasiagrostis splendens*), между тем как береговые валы (возвышающиеся около 2 м над дном) поросли ивняком.

В связи с изменением уклона на соседнем нижнем участке русла такая «насыпь» может быть покинутой, а новый участок русла может быть даже презанным в окружающий субстрат. Примеры такого изменения высоты залегания русла на одном и том же участке мне приходилось видеть неоднократно.

Блуждание русла в пределах долины происходит очень быстро. За четыре года я неоднократно наблюдал отмирание старых меандр и образование новых. Во время паводка приходилось наблюдать, как в разных местах вода с шумом переливалась через береговые валы и как высота этих валов увеличивалась. Приходилось отмечать, что долина главного русла в разных своих частях во время паводка то затоплялась, то становилась незатопляемой.

С образованием новых меандр у меня на глазах образовались новые «забоки», т. е. невысокие террасы, соединяющие в виде хорды концы петли, на которых благодаря некоторому дренажу развивается древесная растительность. Все это происходит очень быстро, так что разработка долины и заполнение ее наносами могли не потребовать особенно долгого времени.

Случалось находить даже места, где по одному и тому же отрезку русла течение шло то в одном, то в обратном направлении. Особенно резко это явление выражено в головной части дельты, у места ответвления Топара. Как известно, Топар ответвляется тремя довольно широкими руслами, которые ниже сливаются в одну узкую, но глубокую и быструю протоку. Долина главного русла р. Или в этом месте очень широкая, охватывая собой полностью все три потока Топара до места их слияния в одно русло.

На рис. 4 изображена схематическая карта данной местности. Обращает на себя внимание брошенное русло, отходящее от главного русла р. Или вправо, выше ответвления Нижнего Топара, и выходящее опять на главное русло километра на два ниже. У местных охотников оно известно под названием Сухой протоки.

Еще при первом посещении данной местности я был поражен тем обстоятельством, что головная часть «Сухой протоки» ответвляется от главного русла не под острым углом, а под тупым, как бы против течения (рис. 4). Это странное явление я сначала пытался объяснить тем, что «Сухая протока» вовсе не представляет собой ответвления главного русла, а самостоятельное русло, пересеченное главным.

Однако, при всем старании, на левом берегу главного русла я не мог найти продолжения «Сухой протоки», и указанный случай оставался для

меня непонятным, покуда я исследовал его только с суши. Сверху, с самолета, ситуация оказалась настолько ясной, что мне стало обидно за потраченное ранее время на бесплодные попытки разрешения этого вопроса с суши. Оказалось, что Верхний и Нижний Топар представляют собой разные отделы бывшего главного русла р. Или. Вода шла по Верхнему Топару, затем по Нижнему (однако по направлению, обратному современному), затем выходила на участок современного главного русла, где течение тогда было тоже обратно современному, и переходила на Сухую протоку, по которой, наконец, значительно ниже опять выходила на главное русло.

Участок главного русла, на котором направление течения менялось, ныне характерен изобилием мелей. На Нижнем же Топаре уклон ничто-

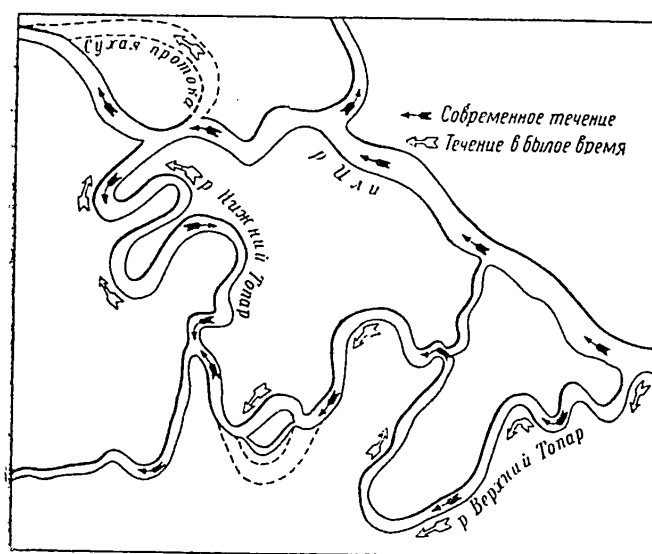


Рис. 4. Место ответвления Топара от р. Или.

жен. Это видно и из того, что в зависимости от количества воды, идущей по Верхнему и Среднему Топару, в нем вода либо медленно течет из Или, либо почти стоит на месте. Интересно также, что русло Нижнего Топара, широкое и глубокое, совершенно не соответствует его современному ничтожному расходу воды.

Перед впадением в Балхаш главное русло р. Или образует небольшую настоящую дельту длиной всего в 4 км с конусом выпоса в виде полуострова, отделяющего залив Семиз-куль от Балхаша (рис. 5). Однако выше современной дельты от главного русла ответвляется вправо ряд проток, ныне высохших. Одна из них (Калган-или) хорошо заметна на всем своем протяжении в виде довольно глубокого русла, во время паводков и ныне более или менее наполняемого водой.

Другие высохшие русла занесены до уровня берегов и никогда не заполняются водой. С поверхности земли они трудно или даже совсем не заметны, но сверху прекрасно видны на всем своем протяжении благодаря резко выделяющемуся цвету заполняющих их наносов, подчеркивающих также резко выделяющимися характерными особенностями микро-

рельефа. Эти сухие протоки ответвляются от главного русла на расстоянии до 20 км от его современного устья, имеют различную ширину, ширже разветвляются, образуя картину довольно обширной сухой дельты. У места впадения каждой из сухих протоков в Балхаш имеется полуостров, образованный конусом выноса этой протоки в бытность ее действия.

Самая крайняя из упомянутых протоков образовала полуостров, отделяющий Барнебай-колтух от Балхаша. Этим определяется наибольшая ширина сухой дельты — приблизительно в 20 км.

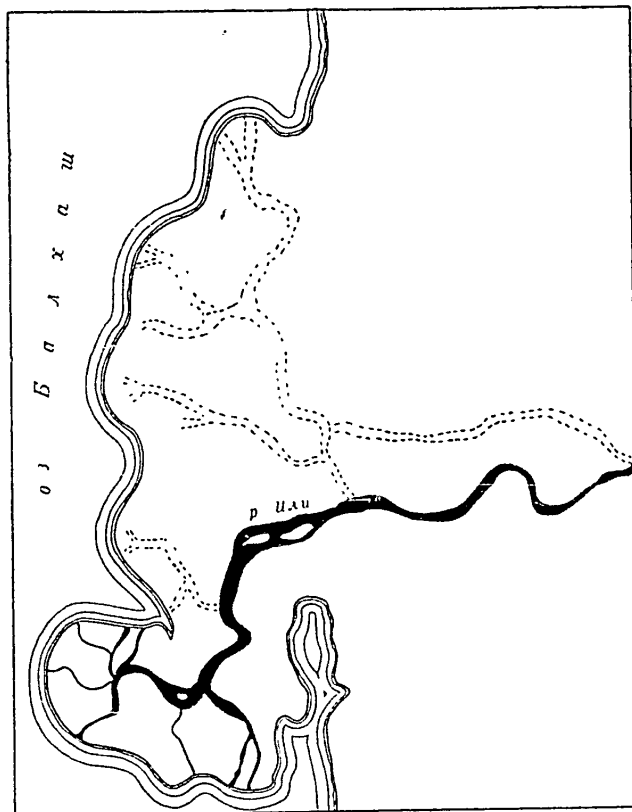


Рис. 5. Дельта главного русла р. Или.

Глядя на упомянутые, веерообразно расходящиеся протоки, расположенные к северу от современной дельты главного русла р. Или, можно бы подумать, что здесь имело место последовательное перемещение русла справа налево (с севера на юг).

Однако в таком случае разница в возрасте между этими протоками должна была бы сильно бросаться в глаза, чего на самом деле не замечается. Поэтому мне кажется более вероятным, что главное русло р. Или в недавнем прошлом было значительно более полноводным и дельта, соответственно, была крупнее, заполняя одновременно если не все, то, во всяком случае, почти все ныне сухие протоки. Это предположение находит себе подтверждение в том, что основное русло р. Или более или менее заполняется водой лишь во время паводков.

При нормальном уровне вода заполняет в среднем не более одной трети ширины русла, в остальном заполненного песчаными банками. Самые же веские доводы в пользу недавнего обмеления главного русла мы получим при изучении особенностей побочных систем проток, представляющих собой периферийные части дельты р. Илл.

Как уже указывалось выше, Джидель и Топар отделяются от основного русла в головной части дельты почти друг против друга. Резко отличаясь от основного русла, эти протоки по своим гидрологическим и гидрогеологическим особенностям обладают значительным сходством между собой. При осмотре их сверху сразу бросается в глаза, что у этих

проток, в отличие от основного русла, нет следов разработанной речной эрозией долины, а следовательно, по берегам их нигде не имеется речных отложений. Протоки текут, следуя общему уклону, по понижениям, встречающимся по дороге. Рельеф местности всецело определяет направление и повороты данных проток.

Таким образом, никаких меандр и плавных поворотов, столь характерных для основного русла, мы здесь не видим. Участки течения, подчас почти совсем прямые, сменяются неожиданно резкими поворотами, так что вся картина течения данных проток получается очень своеобразная, неправильная, изломанная. Вместе с тем, эти протоки в общей сложности менее извилисты, чем основное русло. В связи с этим от места расхождения проток до Балхаша по главному руслу насчитывается 350 км, по Джидели же едва больше 200 км.

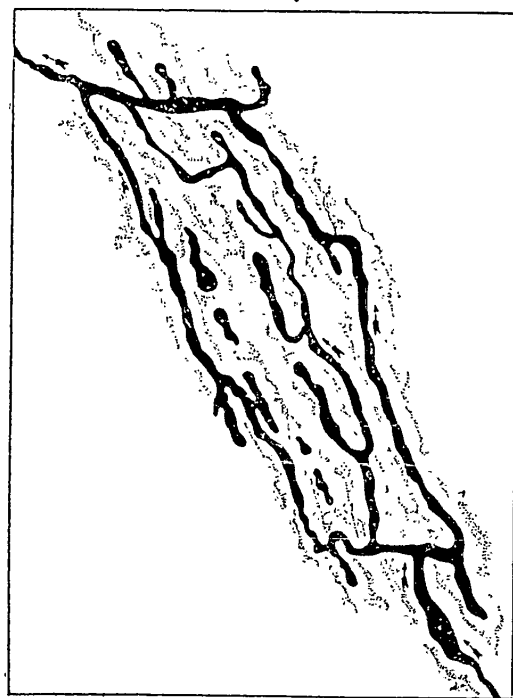


Рис. 6. Участок течения протока Джидель.

Таким образом, получается совершенно ясное впечатление, что Джидель и Топар лишь совсем недавно отделились от основного русла, представляя собой совсем новые протоки. Будучи многоводными, они отняли много воды у главного русла. Расход Джидели ныне даже превышает расход главного русла, из чего становится вполне понятным, что дельта последнего в связи с отделением одной Джидели должна была значительно сократиться в размерах.

По течению Джидели и Топара имеется много озер, но эти озера иного типа и происхождения, чем в долине основного русла. Общее направление течения Джидели в ее верхней и средней части идет с юго-востока на северо-запад, следуя основному направлению барханных гряд. Таким образом, эта протока для своего течения использует, в основном, понижения между грядами барханов. На участке, соответствующем долине между двумя барханами, она течет более или менее прямо. Однако

в конце такой долины Джидель неминуемо натывается на следующий бархан, который обходит, сделав два резких поворота, после чего опять попадает в долину между двумя барханами, продолжая течение в прежнем направлении (рис. 6).

Обходя бархан, проток сильно подмывает его, к тому же часто образуя в мертвых пространствах глубокие заводи. Но так как бархан возможно обойти с двух сторон, то во многих местах река раздваивается, отделяя побочные протоки, наполняющие соседние понижения в виде озер. А так как основные понижения в данной местности представлены межбарханскими долинами, расположенными параллельно между собой, то и озера, залитые Джиделью, в основном, расположены параллельно ее течению (рис. 6).

Как видно, эти озера резко отличаются от стариц, расположенных в долине главного русла, будучи, так сказать, наливными озерами. Многие из них являются проточными, представляя собой целые побочные системы Джидели, другие связаны с рекой только с одного конца и имеют вид глубоких заливов.

Течение Топара имеет принципиально большое сходство с Джиделью, по общему направлению его другое, так что оно пересекает барханы под некоторым углом, отчего линия течения получается более изломанная.

Особенно характерен в этом отношении один из рукавов среднего течения Топара, так называемый «Большой Тентек». Общее направление этой протоки пересекает барханные гряды под прямым углом (рис. 7). В связи с этим Большой Тентек фактически состоит из ряда длинных, расположенных поперек течения озер, связанных между собой то тут, то там узенькими проточками-перемычками. Озера по Топару и Джидели, будучи недавно залитыми, отличаются своими особенностями донного режима, в связи с чем кувшинка в них растет в сравнительно малом количестве. Зато на дне ряда озер этого типа (в частности, по Топару) был найден затопленный саксаул, частично находящийся еще на корню. Куски этого саксаула, поднятого со дна озера рыбаками, мне приходилось видеть. Они почернели, но не сгнили, напоминая собой «морепный» дуб.

Сходство между Джиделью и Топаром простирается еще дальше: в отличие от основного русла обе протоки не доходят непосредственно до Балхаша. На расстоянии 20—30 км от берега Балхаша и Джидель и Топар впадают в обширные озера, которые громадными системами раскинулись близ Балхаша, отделенные от последнего прибрежной полосой песков. Указанные озера окружены сплошными зарослями тростника, растущего в воде (низовья Топара) или плавающего на поверхности ее в виде огромных «сплавин» (низовья Джидели).

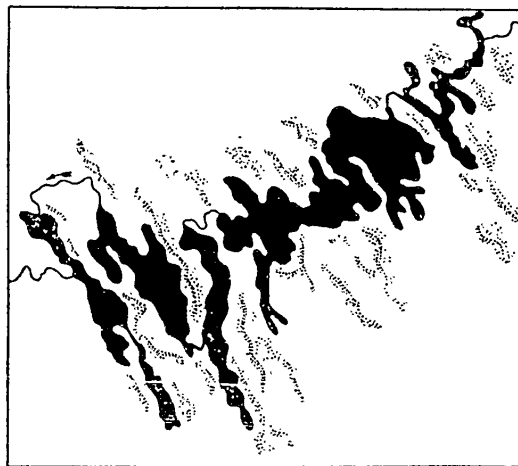


Рис. 7. Участок течения протока Тентек.

Из этого следует, что в области низовьев Джидели и Топара имеется обширное понижение, сплошь залитое водой и отделенное от Балхаша песчаной перемычкой. В озерах этой впадины происходит интенсивная аккумуляция, и вода, вытекающая из них особыми протоками в Балхаш, отличается хрустальной прозрачностью.

То обстоятельство, что в области низовьев Джидели и Топара, т. е. справа и слева от основного русла, имеется впадина, отсутствующая, однако, в области самого основного русла, наводит на мысли о том, что ранее здесь была одна общая впадина, протягивавшаяся поперек низовьев всей дельты. Повидимому, эта впадина в средней части была постепенно перекрыта отлагавшимися наносами основного русла р. Или, наиболее древнего из всех проток современной дельты этой реки. Действительно, основное русло в своем нижнем течении расположено на возвышенной «насыпи», шириной до 30 км, состоящей сплошь из речных отложений и спускающейся вправо ко впадине системы Джидели, влево же — ко впадине системы Топара.

Таким образом, можно полагать, что некогда основное русло р. Или (бывшее тогда естественным) не доходило непосредственно до Балхаша, теряясь в озерах, образованных его же водами. В это время выше образовалась долина главного русла, которая вначале была, повидимому, слегка врезана в окружающую местность. В дальнейшем, когда впадина в самых низовьях была занесена, базис эрозии основного русла стал подниматься, вследствие чего долина стала постепенно заполняться наносами, причем этот процесс естественным образом шел от устья вверх.

По мере того как на каком-нибудь участке долина заполнялась целиком, являлась возможность для ответвления проток в сторону, чему способствовал, повидимому, общий уклон местности.

Таким образом, последовательно образовались (от устья вверх) ответвляющиеся вправо протоки: Баймышей, Кок-уик, Кок-узек, Боккара и ряд ныне полностью высохших проток, выше которых (а также позднее всех) отделились Джидель и Топар. При этом образование каждой новой протоки вело к постепенному отмиранию всех предыдущих, ответвляющихся ниже, проток. В особенности эта тенденция заметна в последнюю фазу образования проток. Крупные протоки Джидель и Топар не только отняли много воды у главного русла, они привели к отмиранию всех ранее упомянутых проток, что происходит буквально у нас на глазах.

Итак, на основании вышесказанного можно сказать, что первоначально в данной местности р. Или протекала одним руслом, впадая не доходя до Балхаша в систему крупных озер, аналогично современной Джидели. В дальнейшем упомянутые озера были занесены и река стала впадать непосредственно в Балхаш, образовав небольшую наносную дельту. Далее, по мере заполнения долины основного русла наносами, стали ответвляться побочные протоки, из которых самые новые — Джидель и Топар. Таким образом наполнились водой бесчисленные озера, образовались бесконечные протоки и проточки, наконец, в связи с общим поднятием уровня грунтовых вод, наполнились еще более многочисленные изолированные озера, заполнившие межбарханные впадины.

Указанная последовательность в образовании проток и озер несомненна, и интересно, что по ряду признаков можно определить относительный возраст каждой протоки.

Как уже было указано, новейшие протоки Джидель и Топар совершенно лишены настоящих речных долин. Между тем, Баймышей, наиболее

лее древняя из оставшихся протоков, меандрирует в хорошо разработанной долине.

Более новый Кок-узек, в общем, не имеет разработанной долины, по местами, где он ранее протекал через мелководные озера, эти озера были запесены, и там Кок-узек ныне образует хорошо выраженные меандры. Этим лишний раз определяется возраст Кок-узика, более молодой, чем возраст Баймпиея, но более древний, чем таковой Джидели или Топара.

На основании вышесказанного становится вполне понятным, что во время образования так называемой дельты р. Или многочисленные участки пустыни окружались водой и болотами. На этих изолированных островках сохранились элементы пустынной флоры и фауны.

Однако выше было указано на то, что в самой долине главного русла р. Или имеются в виде островов отдельные барханы с сохранившимися на них пустынными растениями и животными. Этот факт наводит на мысль о том, что и главное русло, хотя более древнее, чем побочные, все-таки протекает в данной местности недавно.

Действительно, у нас имеется материал, бесспорно говорящий в пользу сравнительно недавнего перемещения всей р. Или в ее низовьях. У пос. Баканас от современного русла р. Или ответвляется широкое древнее русло, ныне сухое, и уходит в направлении северо-запада. Далее это сухое русло разветвляется, образуя целую сухую дельту к северу от современной (рис. 8). Ныне сухие русла (так называемые баканасы) пересекают сухую пустыню. Они большей частью сильно меандрируют и все впадают в Балхаш, причем их устья большей частью ныне затоплены.

Не подлежит сомнению, что баканасы представляют собой остатки прежней дельты р. Или, функционировавшей в то время, когда на месте современной Или была еще пустыня. Таким образом, вопрос о недавнем перемещении русла р. Или разрешается совсем просто. Однако одновременно с этим вполне естественно возникает вопрос: какая же причина заставила реку перемещаться из района баканасов в район современной дельты?

Можно полагать, что местность, в которой находятся баканасы, расположена несколько выше современной дельты р. Или. Действительно, дно главного баканаса у места его ответвления от Или расположено метра на полтора выше современного нормального уровня реки.

То обстоятельство, что баканасы сильно меандрируют, заставляет предполагать, что в данной местности в течение длительного периода аккумуляция преобладала над сносом. Это же, в свою очередь, наводит на мысль о том, что русла баканасов благодаря накоплению отложений стали постепенно возвышаться над окружающей местностью и это возвышение,

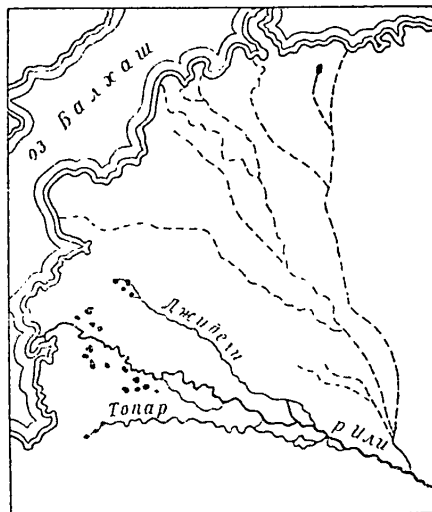


Рис. 8. Схема расположения современной дельты р. Или и баканасов.

с последующим замедлением течения, продолжалось до тех пор, пока река не скользила по склону этого возвышения в сторону, найдя путь к Балхашу с большим уклоном.

Это предположение подкупает своей простотой и ясностью, но некоторые факты говорят против него. Прежде всего, в случае правильности этого предположения, русло р. Или должно было постепенно передвигаться от баканасов до своего нынешнего положения, так что вся местность от баканасов до современного русла должна была быть сплошь покрыта речными наносами. На самом же деле мы ничего подобного не видим. Между баканасами и современным руслом р. Или простирается широкая полоса барханных песков, лишенная всяких русел, что много установлено как наблюдениями с поверхности земли, так и многочисленными полетами на самолете.

Из этого следует, что русло р. Или, свернув у пос. Баканаса со старого пути, сразу же пошло по современному направлению. Во-вторых, рядом лиц, в частности и мною, отмечено интересное явление: все баканасы имеют глубоко врезаемые русла, резко отличаясь в этом отношении от русел современной дельты. Береговые обрывы баканасов имеют высоту в 5 м, и это в пределах старой дельты, даже на небольшом расстоянии от Балхаша. Мне лично пришлось посетить баканасы в разных местах, неоднократно пролетать вдоль них на небольшой высоте, и всюду я наблюдал одинаковую картину. Если бы р. Или действительно покинула баканасы в связи со скоплением наносов, то это произошло бы в период значительного преобладания аккумуляции над сносом и, в таком случае, баканасы должны были бы быть заполнены отложениями. Именно это и должно было являться стимулом для перемещения русла р. Или.

Между тем мы видели, что в баканасах, как раз к концу времени их функционирования, эрозия возобновилась. Этот факт, во всяком случае, полностью противоречит вышеизложенному предположению о причинах перемещения русла р. Или.

Одной из причин углубления русла реки можно считать понижение базиса эрозии. Однако в данном случае углубление русла на 4—5 м — величина для уровня Балхаша очень значительная. Если бы уровень Балхаша повысить на такую величину, то, вследствие пологости южного берега, конфигурация и величина его изменились бы весьма значительно. Кроме того, в связи с возобновлением эрозии и углублением русла исчез бы всякий стимул для перемещения русла.

Второй возможный случай возобновления эрозии связан с поднятием местности, по которой протекает река. Так как поднятия могут быть неравномерные, то в результате их вполне может измениться и направление уклона местности, что может привести к смещению русла в сторону. В нашем конкретном случае для смещения русла р. Или в должном направлении необходимо, чтобы уклон был создан в южном направлении, т. е. поднятие по направлению к северу увеличивалось. Таким образом, тектонические причины углубления баканасов и смещения русла р. Или кажутся вполне приемлемыми.

Здесь было бы совершенно уместно задать вопрос о том, имеются ли данные о недавних тектонических явлениях в данной местности и какова степень вероятности, что происходили именно те движения, которые необходимы были для перемещения русла р. Или. Однако эти вопросы выходят из рамок данной статьи. Укажу лишь на то, что тектонические движения на северном берегу Балхаша происходили повсеместно, почему мне кажется вероятным присутствие их и на южном берегу.

Так или иначе, передвижения дельты р. Или из района бакапасов на место современного ее положения является ныне общезвестным фактом. Значительно больший интерес имеют следующие наблюдения.

Еще в 1942 г., путешествуя на лодке среди лабиринта побочных протоков Джидели, я был поражен следующим явлением. Узкая и быстро текущая протока вдруг расширилась в озеро странной формы — длинное, серповидное, глубокое у вогнутого берега, с рядом параллельных заливов, разрезающих противоположный берег.

Озера сходной формы мне приходилось видеть и в других частях дельты, причем они встречались по несколько вдоль течения одной и той же протоки.

Происхождение этих озер оставалось для меня темным, пока мне не пришлось взглянуть на данные места сверху. Оказалось, что эти озера представляют собой последние остатки древнейших русел, на большей части своего протяжения совершенно занесенных образовавшимися с того времени барханами. Вполне естественно, что впадины сохранились в тех местах, где древние русла были наиболее глубоки, т. е. в центральных, наиболее выгнутых частях меандр, почему эти озера и сохранили серповидную форму.

Более мелкие части русел и, в особенности, перекаты оказались совершенно занесенными песками, так что ныне и следа их не осталось; однако впадины все-таки дают возможность проследить направление древнего русла и даже приблизительно наметить ход бывшего его меандра.

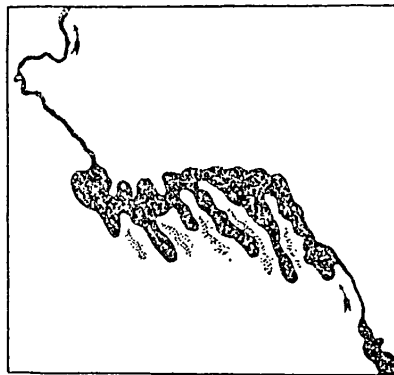


Рис. 9. Участок древнего русла, использованный современной протокой.

Странные заливы, замеченные мною на некоторых посещенных мною озерах этого типа, объясняются тем, что барханы двигались поперек русла. Они не смогли засыпать наиболее глубокой части русла под вогнутым берегом, но противоположный берег всхолмлен ими и во впадины между ними, после наполнения этого остатка русла, тоже попала вода (рис. 9).

Таковыми остатками древних русел воспользовались различные современные протоки. В частности, и Джидель, и Топар в нижнем своем течении называются по древним озерам-меандрам, между которыми они прошли современные глубокие и узкие русла (рис. 10).

Конечно, проследить по указанным остаткам древних русел их былое протяжение на более далекое расстояние не удастся. Эти остатки русел видны лишь на определенных участках, что, повидимому, связано с особенностями почвенных условий. Кроме того, возможно, что остатками одного русла на разных участках воспользовались несколько современных протоков или что одна современная протока последовательно заполнила остатки нескольких древних протоков.

Впрочем, не все остатки древних русел использованы современными протоками. Так, например, в низовьях Джидели и Топара имеется довольно много изолированных серповидных озер, питаемых ныне грунтовыми водами (рис. 11, 12).

Взаиморасположение их такое же, как у тех, что вошли в системы современных протоков. Однако наиболее интересны в этом отношении системы изолированных озер, встречающиеся среди песков на периферии дельты. Эти озера большей частью солоноводные. При исследовании с поверхности бросается в глаза то обстоятельство, что эти озера расположены в местах, где межбарханные впадины уже не залиты водой, как в большей части дельты, и, следовательно, должны заполнять какие-то



Рис. 10. Участок древнего русла, использованный современной протокой.

особо глубокие впадины. С самолета ясно видно, что указанного типа озера образуют вереницы, извивающиеся прихотливо среди барханов, представляя явную картину отрезков древних, засыпанных песками, русел (рис. 13). Сверху картина настолько ясна, что не возникает никаких сомнений относительно происхождения данного типа озер.

Оценивая относительную древность вышеописанных остатков русел, мы должны иметь в виду следующее обстоятельство. Указанные протоки все пересыпаны песками, передвигаемыми ветром, что могло произойти лишь в то время, когда эти русла пересохли, т. е. когда в местности, занимаемой современной дельтой р. Или, была пустыня.

Из этого следует, что упомянутые русла представляют собою компоненты древней дельты, находившейся на месте современной и высохшей в какой-то промежуточный период. Такое предположение вполне гармонирует с наличием к северу от

современной дельты другой, ныне высохшей, образованной так называемыми баканасами.

Только что описанные древние русла, таким образом, должны быть древнее баканасов, так как они занеслись песками тогда, когда р. Или протекала по баканасам. Эти последние представляют собой, несомненно, образование более новое, чем вышеуказанные русла, так как они на всем своем протяжении хорошо сохранились и нигде не занесены песками.

Таким образом, мы явно видим две фазы передвижения русла изовьев р. Или. Первоначально дельта находилась на том же месте, что и ныне; затем она перекочевала в область баканасов, откуда впоследствии вернулась на старое место. За время образования баканасов обсох-

шее место современной дельты успело покрыться системами невысоких барханов, соответствующих ветровому режиму, сохранившемуся и поныне. Южной же окраиной дельты резко ограничиваются колоссальные песчаные горы Тау-кум, более древние, чем все нам известные дельтовые образования р. Или.

Ранее уже было указано, что остатки древнейших русел представляют собой слишком незначительные фрагменты, чтобы по ним можно было установить общее на-



Рис. 11.



Рис. 12.

Озера, заполняющие остатки древних русел.

правление этих русел. Впрочем, в этом отношении имеются исключения.

К северу от главного русла р. Или впадает в Балхаш протока Ир, несущая в себе значительную часть воды системы Джидели. Эта древняя протока, у которой глубокие и широкие плесы чередуются с узенькими



Рис. 13. Цепь озер, намечающая собой древнее русло.

современными перемычками-проточками, характеризуется своеобразными зигзагообразными меандрами, вдоль которых она может быть прослежена от устья на 70 км.

Общее направление Ира не соответствует современному направлению р. Или, пролегая почти прямо с севера на юг (рис. 14). В верхней части Ир внезапно обрывается: широкий его плес слепо кончается как озеро.

Так как в данном месте проходит граница отложений главного русла р. Или, заполняющих вдоль его течения низину близ Балхаша, то можно полагать, что русло протоки Ир выше было перекрыто этими отложениями. Это предположение кажется тем более вероятным, что по левую сторону главного русла, в области низовья Топара, тоже имеются фрагменты древнего русла (Ак-камыш, Сары-камыш), своим направлением,

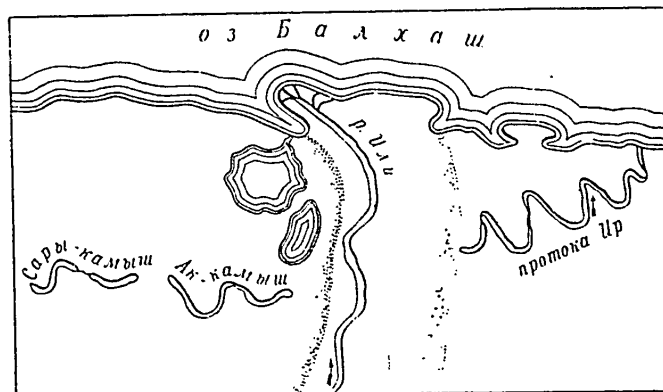


Рис. 14. Приустьевая часть главного русла р. Или с древними руслами Ир, Ак-камыш и Сары-камыш.

шириной и обликком настолько сильно напоминающие протоку Ир, что невольно является мысль о былом их соединении в одну общую систему (рис. 14).

Таким образом, получается впечатление, что древнее русло настолько крупное, что оно вмещало основную часть воды р. Или, впадало в Балхаш на месте современного устья этой реки, но не с востока, как ныне, а с юга. На этом основании можно высказать предположение, что в то отдаленное время низовья р. Или проходили южнее, чем ныне, возможно вдоль подножия Чу-илийских гор, в обход Копчегайского нагорья, проход через которое в виде ущелья тогда еще не существовал. Разумеется, последнее предположение является вполне провизорным и настаивать на его правильности особенно не приходится.

1952 · ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК · I
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

Г. П. АЛФЕРЬЕВ и А. М. АЛФЕРЬЕВА

ПОСЛЕДНИЕ СТРАНИЦЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗИНЫ

Летом 1940 г. нам удалось собрать интересные данные, касающиеся геологического строения и геоморфологии центральной части Терско-кумской депрессии.

Изученная площадь располагается к северу от г. Моздока. В нее включаются Кая-сулинский и Терекли-мектебский районы (Северо-Осетинская АССР) и площади б. совхозов Бакресс и Бажиган. В северных частях проходит древняя, ныне сухая долина б. р. Кумы, а на юге протягивается аналогичная ложбина современной р. Кумы.

Широкие полосы сыпучих и полужаросших песков — «бурунов» — придают своеобразную физиономию полупустынному ландшафту в общем равнинной территории.

Не останавливаясь на более глубоких горизонтах, вскрытых многочисленными артезианскими скважинами, можно отметить, что верхние слои представлены толщей песков, отличающихся по фациальным признакам в разных частях нашей области.

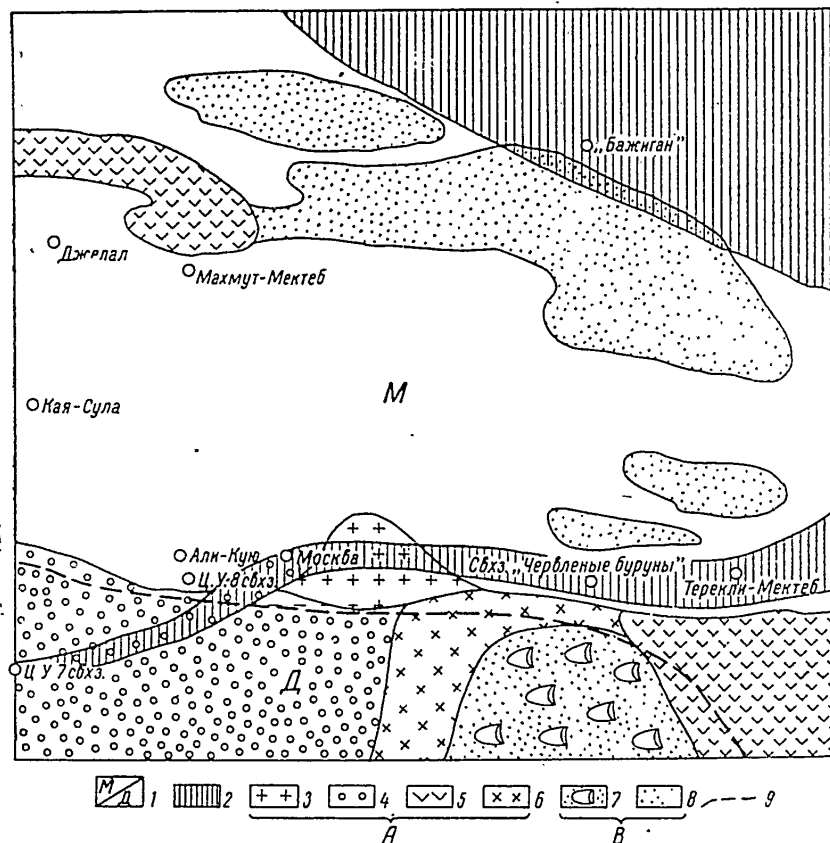
Южнее линии, проходящей широтно приблизительно в 7—8 км к югу от с. Терекли-мектеб, развиты мелкозернистые пески с редкими гальками пород Главного Кавказского хребта (микроклиновыи двуслюдяной гранит, амфиболитовый гнейс, эпидотово-рогообманковые сланцы, витрофировый липарит, трахи-липарит, рогообманковый андезит, андезитодацит, андезит-базальт, аркозовые песчаники, доломитизированные юрские известняки и пр.).

Редкие прослои суглинка и полное отсутствие ископаемых, за исключением редких *Helix* sp., подчеркивают аллювиальный характер этой толщи, несомненно образованной деятельностью р. Терек. Несколько севернее отмеченной линии распространены еще более мелкозернистые пески, переходящие в глинистые пески и даже в супеси. Здесь в изобилии встречаются раковины каспийских моллюсков, среди которых Г. П. Алферьевым были определены: *Didacna catillus* Grimm. non Eichw., *D. protracta* Eichw., *D. trigonoides* Pall., *D. baeri* Grimm., *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *marina* Andr., *Dr. polymorpha* Pall. var. *laticor* Andr., *Dr. polymorpha* Pall. var. *fluviatilis* Andr., *Dr. rostriformis* Desh., *Adacna laeviscula* Eichw., *A. edentula* Pall., *Neritina liturata* Eichw., *Unio pictorum* L., *Planorbis* sp. и пр.

Изредка попадаются гальки кристаллических пород Кавказа.

Как известно, описанные пески отнесли к хвалыинскому ярусу, что вполне согласуется с приведенным перечнем ископаемых.

В южных частях территории, у сел Али-кую, Бешколь-аул и Терекли-мектеб, описанная толща покрыта крупнозернистыми песками, содержащими наряду с каспийскими *Didacna* редкие створки *Cardium edule* L. Сильно размытая поверхность отделяет их от прилегающих мелкозернистых песков, отнесенных к хвалынской толще. До сих пор *C. edule* L. встречался не ниже отложений, отвечающих сарийской транс-



Геоморфологическая схема.

1 — первичные равнины: аккумулятивно-дельтовая (Д), аккумулятивно-морская (М).
2 — сухие долины, эрозивный ландшафт. А — песчаные массивы, мало затронутые II фазой дефляции; 3 — зона заросших кучугуров; 4 — зона кучугуров с глубокими выдуями; 5 — зона кучугуров с мелкими выдуями; 6 — зона заросших крупных барханов; 7 — зона крупных барханов, испытавшие влияние второй фазы дефляции; 8 — зона мелких барханов (зона заросших мелких барханов (по условиям масштаба на карте не выделена; на местности окаймляет узкой полосой предыдущую зону). 9 — граница дельтовых и морских отложений.

грессии Каспия. Только в долине Маныча этот моллюск известен в более древних хвалынских осадках; однако это вполне естественно, так как именно этим путем он проник в Каспий. Наша область находится на значительном удалении от Маныча, благодаря чему на ней едва ли могло сказаться его влияние. Следует учесть наличие ясного стратиграфического перерыва, отмеченного выше.

Вопрос о точной синхронизации этого интересного горизонта не может быть решен без прослеживания его на значительно большей площади.

Несомненно лишь то, что он отвечает трансгрессии Каспия и притом более молодой, чем хвалынская, ранее зафиксированная для этих районов. Крайне важно отметить, что у с. Алп-кую *Cardium edule* L. найден на высоте 90 м над уровнем Балтийского моря.

Разрез четвертичных образований заканчивается небольшой толщей (2—3 м) лёссовидных супесей, покрывающих сплошным чехлом как морские, так и аллювиальные осадки нашего района. По общим литологическим признакам и благодаря нахождению в них *Helix* sp. данные породы несомненно континентального происхождения.

В результате последней регрессии Каспия возникла идеальная, слабо наклонная равнина, остатки которой известны теперь под именами Подпечья и Беча. Ее рельеф осложняется лишь малозаметными эллиптическими или почти круглыми котловинами с большими осями, вытянутыми с востока на запад. Размеры котловины колеблются в широких пределах, от 1—1.5 км до 300—400 и даже 50—100 м в диаметре. Глубина более постоянна и не превышает 2—3 м. В некоторых случаях такие котловины достигают уровня грунтовых вод, за счет чего образуются более или менее длительно существующие озера. В таком случае на их дне возникают глинистые, сильно засоленные илы, имеющие при высыхании идеально ровную поверхность.

Глубина котловины показывает, что они почти не выходят за пределы покровных лёссовидных супесей и несомненно представляют результат их развывания. Посадочное происхождение мало вероятно в связи с наличием закономерной ориентировки, да и малая мощность супесей не позволяет сделать подобное допущение.

Гораздо более существенным элементом рельефа являются сухие русла р. Кумы, развитые в южных частях территории. Эти ложбины занимают полосу, протягивающуюся с запада на восток от центральной усадьбы 7-го овцесовхоза через центральную усадьбу 8-го овцесовхоза, через центральную усадьбу 2-го овцесовхоза Червленые буруны и через с. Терекли-мектеб. В западной части ее ширина не превышает 12—15 км, но на востоке доходит до 20—25 км.

Почти на всем протяжении этой полосы можно проследить непрерывное сухое русло р. Кумы; кроме него имеется ряд параллельных ложбин, из которых немногие прослеживаются на расстоянии 10—15 км, но большей частью не более 2—3 км. В западном районе сухое русло имеет глубину метра 3, ширину метров 50 и крутизну склонов 8—10°. Здесь она врезана непосредственно в первичную аккумулятивно-дельтовую равнину. Восточнее хут. Москва русло имеет ширину 60—100 м и глубину 1.5 м. Здесь появляется ясно выраженная терраса до 1.5 км шириной, отделяющаяся от первичной равнины резким уступом до 3 м высотой.

К востоку от с. Терекли-мектеб сухие долины выражены еще рельефнее. Здесь они очень сильно извиваются, образуют резкие меандры, врезанные в первичную равнину. Русла изгибаются еще резче и несогласованно с самими долинами, благодаря чему нередко возникают прорывы, спрямляющие русла, образующие останцы не только низкой террасы, но и участков первичной равнины.

Высота террасы колеблется от 0.6 до 1.2 м. Общая же глубина долин достигает 3—5 м. В северных районах, на территории б. совхозов Бакиган и Бакресс, мы тоже имеем эрозионный ландшафт, но существенно отличающийся от описанного. Здесь проходит долина Сухой Кумы. Ее максимальная ширина достигает 30 км.

Кроме главного, здесь также имеются многочисленные оставленные ранее русла, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток. Длина наиболее крупных из них достигает 8—12 км. Чаще они не превышают 2—3 км. Более мелкие сухие водотоки имеют 30—50 м ширины, в то время как крупные доходят до 500—600 м. Глубина этих образований во всех случаях достигает лишь 1.5—2 м, благодаря чему только узкие ложбины достаточно резко выражены в рельефе.

Русла сопровождаются террасами высотой 1.5—2 и 4.5—5 м. Нижняя терраса сохранилась значительно лучше. Ее ширина достигает многих километров, так что вся северная половина территории совхоза Байкиган лежит на ее поверхности. Верхняя терраса сохранилась только отдельными клочками, в виде эрозионных останцов с плоскими вершинами. Как на первой, так и на второй террасе покров лёссовидных супесей отсутствует и непосредственно под почвой залегают пески с каспийской фауной.

Cardium edule L. нигде не найден, нет и эквивалентов — крупнозернистых песков, содержащих его. Кроме описанных останцов, имеются останцы, возвышающиеся на 8—10 м над днищами сухих русел. Эти вершины увенчаны покровом лёссовидных супесей, благодаря чему их необходимо рассматривать как остатки первичной равнины.

Таким образом долина Сухой Кумы имеет более сложное строение и более глубоко презана по сравнению с сухим руслом. Это объясняется различием в геологическом возрасте рек на данном участке. Факт более глубокой эрозии в долине Сухой Кумы показывает, что на этой территории обнажаются более низкие стратиграфические горизонты, чем в районе древних русел р. Кумы.

Становится понятным и отмеченное выше отсутствие осадков с *Cardium edule* L.

Кроме описанных морфологических форм наша территория несет следы недавней эоловой деятельности в виде песчаных массивов различной степени зарастания. Наличие широко распространенного погребенного почвенного горизонта показывает на проявление двух фаз дефляции в нашем районе.

Узкие рамки очерка не позволяют остановиться подробнее на характеристике песчаных пространств, вследствие чего позволим себе дать только общее описание.

На основании анализа морфологических черт отдельных районов нами предложена следующая классификация развитых здесь песчаных массивов:

А. Пески, мало затронутые второй фазой дефляции.

1. Зона заросших кучугуров.
2. Зона кучугуров с глубокими выдуями.
3. Зона кучугуров с мелкими выдуями.
4. Зона заросших крупных барханов.

В. Пески, испытавшие влияние второй фазы дефляции.

5. Зона крупных барханов.
6. Зона мелких барханов.
7. Зона заросших мелких барханов.

Пески первых пяти категорий развиты в южных частях территории, только массивы третьего типа встречены на севере в районе с. Махмут-мектеб и с. Джелал.

Зоны развития кучугуров характеризуются беспорядочным или грядовым расположением песчаных бугров обычно эллиптической формы. Оси этих образований, так же как и гряды, вытянуты с запада на восток. Характерно наличие широких продолговатых равнинных «падин», окруженных массивами полустарых или старых песков. Эти участки несут покров лёссовидных супесей и суглинков, в то время как среди окаймляющих «бурунов» он полностью уничтожен. Это доказано бурением и наблюдением в глубоких котловинах выдувания.

Таким образом, «падины» представляют остатки первичной равнины, а массивы песков образовались на месте в результате дефляции коренных пород.

В западных районах выдун имеют эллиптические очертания и достигают глубины 5—8 м, резко превышая высоту песчаных бугров (3—4 м). Располагаются они обычно на вершинах или на северо-восточных склонах бугров.

Восточнее котловины выдун имеют вид очень пологих плоских впадин, глубиной не более 2—3 м. Их поверхность покрыта плотной коркой глинистого песка с характерным микрорельефом дефляции, напоминающим ярданги. Разница в глубине выдув объясняется различиями в глубине залегания грунтовых вод. На западе она достигает 8—10 м от уровня первичной равнины, а на востоке не превышает 2—3 м. В восточных областях дно выдув не достигает уровня подземных вод и останавливается от него в 1—0.75 м. Это объясняется не только капиллярным поднятием воды, смачивающей песок, но и накоплением солей, выносимых из грунтового потока. В результате на поверхности возникает трудно развеваемая глинистая корка, близкая к аналогичным образованиям пустыни.

На дне глубоких выдув западных районов подобных корок не наблюдается по той причине, что дефляция не может распространяться на глубину более 4—5 м от поверхности первичной равнины, по крайней мере мы нигде не наблюдали более крупных углублений. В таком случае до грунтового потока остается еще метров 5—6, а на такую высоту капиллярное поднятие в песках невозможно.

Следует отметить, что мы нигде не наблюдали «бэровских бугров», показанных на геоморфологической карте М. М. Жукова; не наблюдается и простирание СЗ—ЮВ гряд, указываемое этим автором. Возможно, что он был введен в заблуждение картой масштаба 1:210 000, которая мало отвечает действительности. Новейшие съемки показывают развитие только гряд простирания З—В, что вполне совпадает и с нашими полевыми наблюдениями.

Не касаясь старых или действующих крупных барханов, встречаемых лишь на очень ограниченной площади в южной части территории, остановимся на мелких барханах, встречаемых главным образом на территории б. совхозов Бакресс и Бажиган. Эти массивы представляют совершенно плоские поверхности, покрытые сыпучими песками в виде небольших барханов высотой 0.75—1 м. К центру массива происходит обычно нагромождение их друг на друга, и тогда высота достигает до 5—6, иногда 8 м. Кое-где между барханами наблюдаются небольшие эоловые останцы, верхняя поверхность которых покрыта кустарниковой растительностью.

Эти образования представляют собой свидетелей некогда существовавшего бугристого заросшего рельефа песков, который, судя по их высоте, мало отличался по размерам от современных барханов.

Между барханами, особенно у краев песчаных массивов, широко распространены плоские горизонтальные дефляционные поверхности, покрытые «пустынной коркой». Высотное положение соседних площадок совершенно одинаково, благодаря чему получается впечатление, будто барханы наложены на сплошную горизонтальную поверхность. Между тем, и здесь покров лёссовидных супесей уничтожен, а наблюдаемая картина объясняется близким залеганием грунтовых вод.

Ориентировка барханов после сильных ветров восточного или западного направления меняется на 180° . (Во время полевых работ мы это наблюдали неоднократно).

Описанные морфологические особенности песчаных массивов нашего района показывают, что нет решительно никаких доказательств перемещения песков в том или этом направлении. Все они возникли на месте дефляции коренных пород. Состав эоловых образований полностью отвечает составу подстилающих пород, что подтверждено изучением тяжелых фракций.

Многие факты убеждают нас в существовании двух фаз дефляции, отделенных более или менее продолжительной эпохой, охарактеризованной зарастанием древних песков. В настоящее время наблюдается также закрепление песчаных пространств.

Литологическое изучение пород, произведенное А. М. Алферьевой, дало следующие результаты:

1. Для покровных супесей характерна пироксен-амфибол-гранатовая ассоциация. Содержание тяжелой фракции, как правило, не превышает 1% и колеблется от 0.2 до 0.95%. В ней резко преобладают пироксены (от 7 до 18%), гранат (от 4.5 до 16%) и роговые обманки (от 3 до 12%). Остальные минералы (за исключением непрозрачных) встречаются лишь в единичных зернах.

2. Аллювиальные отложения р. Терека, развитые в юго-восточной части территории, имеют существенные отличия. Во-первых, содержание тяжелой фракции здесь достигает 1.5—3%, величин очень высоких вообще, а для данного района — исключительных. Во-вторых, содержание зерен пироксенов значительно увеличивается и доходит до 20—29%. Количество амфиболов и граната держится примерно на прежнем уровне. Следовательно, здесь мы уже имеем пироксен-амфибол-гранатовую ассоциацию.

3. Морские образования южного района отличаются повышенным содержанием тяжелой фракции (1—1.9%), очень высоким содержанием пироксенов, однако более низким по сравнению с аллювиальными отложениями (15—20%). Количество амфиболов и граната остается прежним, зато повышается содержание эпидота и цидозита (от 5 до 10% каждого). Крупнозернистые пески с *Cardium edule* L. показывают большие различия с подстилающими мелкозернистыми песками. В первом из них решительно преобладают пироксены (28%), амфибол (11%) и гранат (6%), т. е. комплекс, свойственный пескам аллювиального происхождения.

Нижележащие пески имеют равномерное содержание рутила, граната, амфиболов, пироксенов, эпидота и цидозита (от 5 до 10% каждого). Столь высокого содержания рутила не наблюдалось ни в одном из других случаев, но вся остальная ассоциация определенно тяготеет к морским пескам хвалынского яруса.

4. Морские образования северного района тоже обладают равномерным содержанием граната, амфиболов, пироксенов, эпидота и цидозита. Обращает на себя внимание резкое сокращение пироксенов (2.5—8%),

благодаря чему в некоторых образцах они изводятся до вполне подчиненного положения, наряду с рутилом, дистеном и пр. Выход тяжелой фракции уменьшается до 0.4—0.9% и ни в одном случае не достигает 1%. Следует обратить внимание на удивительное постоянство состава горных пород одной и той же фации не только по пространству, но и по мощности.

Приведенные факты дают возможность сделать следующие заключения:

1. Горные породы нашего района резко отличаются от осадков, развитых в Астраханском Заволжье, где среди минералов тяжелой фракции преобладают гранат, турмалин, группа эпидотцинозита, дистен, ставролит. Роговые обманки имеют подчиненное значение, а пироксены отходят на самый задний план (Якубов, 1940; Батурич, 1937). Наблюдается известное сходство с аллювиальными осадками Терека (Батурич, 1937).

2. Покровные супеси по характеру тяжелой фракции отличаются от подстилающих аллювиальных и морских образований. Это, вероятно, объясняется накоплением материала, принесенного со стороны, что подкрепляет наш взгляд об их эоловом происхождении.

3. Повышенное содержание в некоторых образцах эпидота и цинозита сближает эти породы с морскими осадками северного района, благодаря чему возникает предположение о том, что именно с севера и спустился материал в эпоху формирования лёссовидных супесей.

Очень широким распространением в наших районах пользуются остатки материальной культуры. Обычно они встречаются на дне котловины выдувания, будучи спроектированными сверху. В коренном залегании мы их находим неоднократно. Они оказались приуроченными к погребенному почвенному горизонту, отделяющему пески первой и второй фазы дефляции.

Бросается в глаза связь наших находок с сухими руслами р. Кумы и р. Сухой Кумы, вдали от которых встречаются только единичные черепки битой посуды. Следует подчеркнуть, что все наши сборы относятся к местам древних становищ и ни в одном случае не наблюдалось остатков погребений.

Изучение археологической коллекции, произведенное при любезной помощи профессора М. А. Миллер, установило наличие следующих культур:

1. Срубная культура (поздняя бронза). Со середины и конца II тысячелетия до нашей эры (3500—3000 лет назад).

Здесь относятся черепки тщательно изготовленной глиняной посуды с тонким орнаментом в виде ряда параллельных волнистых линий.

2. Киммерийская культура (поздняя бронза). Конец II и начало I тысячелетия до нашей эры (около 3000 лет назад). Большая часть наших сборов относится к остаткам этой культуры. Наиболее характерны черепки посуды, грубо изготовленной без гончарного круга, очень толстостенной, с грубым орнаментом, образованным при помощи щипков пальцами. Веревоочный орнамент. Грубые проколы палочкой. Встречается много каменных орудий, отличающихся тщательностью отделки.

Найдены прекрасно отполированные диабазовые топоры с выемкой для прикрепления к рукоятке. Очень часто встречаются цилиндрические пестики для растирания зерна, изготовленные из песчаника. Много кремневых ножей, скребков, проколов. Среди них преимущественно встречаются орудия из халцедона и из прозрачнобелого и непрозрачного красновато-коричневого обсидиана. Нередко попадались небольшие овальные,

плоские галечки с просверленным отверстием в одном из концов большой оси — это подвески, служившие украшением. Попадаются глиняные пряслица с грубым орнаментом и другие предметы домашнего обихода. В одном случае найден обломок ростра *Belemnitella mucronata* Sloth. с явно выскобленной поверхностью — очевидно он употреблялся в качестве лекарственного средства, как это и теперь делают наши крестьяне, применяя наскобленный порошок «чортова пальца» для присыпки ран. (Он несомненно привезен либо с Дона, либо с Волги, так как ближе мел с белемнителлами нигде не обнажается).

3. Скифская культура. Найдено несколько экземпляров бронзовых наконечников стрел. Один из них плоский, датируется VII в. до н. э. Несколько трехгранных наконечников относятся к V и IV вв. до н. э. (2600—2300 лет назад).

4. Салтовская культура. Самая молодая — VII в. нашей эры. Сюда необходимо отнести черепки тщательно изготовленных кувшинов с орнаментом «елочкой».

Сумма приведенных ранее фактических данных позволяет набросать картину исторического развития Терско-кумской депрессии в послеледниковое время.

Установленные нами слои с *Cardium edule* L. показывают, что последней трансгрессией было не хвалышское, а более молодое море. Мы не можем утверждать, что это был саринский бассейн, возраст которого датируется П. А. Православлевым от 1300 до 1700 г. нашей эры (Православлев, 1930). С другой стороны, им же отмечается, что саринские отложения образуют террасы у подошвы «бэровских бугров» в дельте Волги и Кумы, не поднимаясь выше 10—15 м над Каспием, в то время как у нас *Cardium edule* L. найден на 115 м выше этого уровня. Строго говоря, еще не доказано, что этот моллюск проник в Каспий именно в саринскую эпоху, однако, повидимому, можно считать установленным, что это событие произошло в послехвалышское и, может быть, в последжорджанское время. Таким образом, нет ничего невероятного в том, что наш горизонт окажется значительно древнее соответствующих слоев нижнего Поволжья.

После последней регрессии Каспия происходило накопление покрова лёссовидных супесей, которые, вероятнее всего, образовались эоловым путем. Позднее произошло первое развевание песков и образование бугристого рельефа. Таким образом, намечается длительная сухая фаза в последжорджанское (?) время.

Далее, очевидно, наступает резкое изменение климатических условий, в результате чего вся поверхность низменности зарастает пышной степной растительностью и образуется почвенный горизонт. Вероятнее всего, к этому же моменту относится проникновение сюда рек и появление оседлого земледельческого населения срубной и киммерийской культуры.

Верхний предел этих событий определяется, в абсолютном летоисчислении, 3,5 тысяч лет до наших дней. Нельзя не отметить, что этот факт находится в резком противоречии с выводами С. А. Ковалевского (1933) о крайней молодости не только хвалынского, но даже и акчагыльского моря.

Эпоха климатического оптимума сменяется засушливым периодом, вызывающим новое развевание песков (вторая фаза дефляции) и, вероятно, исчезновение рек в пределах прикаспийской полупустыни.

Как указывалось ранее, остатки киммерийской культуры связываются с погребенным почвенным горизонтом. На основании этого можно

заклЮчить, что развитие эоловой деятельности произошло не ранее 3000 лет назад.

Следует заметить, что массивы песков первой фазы дефляции вовсе не встречаются на террасах р. Кумы. Это свидетельствует о большей молодости эрозионной работы. Пески второй фазы дефляции маскируют коренной уступ долины р. Кумы и местами преграждают сухие русла. Таким образом, деятельность рек протекала в эпоху климатического оптимума. В это же время была сформирована верхняя терраса р. Кумы.

Начало эрозионной работы произошло не позднее 3500 лет назад. Ее конец относится приблизительно к периоду 3000 лет до наших дней. Наши находки скифских наконечников стрел показывают, что суровые климатические условия продолжались 300—400 лет, после чего степь покрывалась растительностью и становилось возможным проникновение сюда кочевников-скотоводов. Однако оптимальные условия более уже не достигались, в связи с чем вторая фаза дефляции продолжается до наших дней.

Мелкие климатические изменения, вероятно, происходили неоднократно, в частности и сейчас пески обнаруживают явную тенденцию к зарастанию. Более мощная р. Кума в течение последней эпохи продолжала времяами врываться в пределы описываемой территории. Этим объясняется наличие в ее долине первой террасы.

Необходимо подчеркнуть еще раз, что заключительные события послеледникового времени совершались на фоне сравнительно быстрых и достаточно мощных эпейрогенических движений. Эти поднятия вызвали отступление моря, оставившего следы с *Cardium edule* L., и с тех пор продолжались до последнего времени. Необычайная высота, на которой обнаружены эти осадки (115 м над уровнем Каспия), дает представление о размерах явления. Достаточно резкие поднятия сопровождали и развитие речных долин. Наличие террас размыва и врезанных меандр, почти полное отсутствие аллювиальных отложений в сухих руслах указывает на скачкообразные поднятия окраины Ставропольского плато.

Соответствующие понижения самого уровня Каспия нам кажутся менее вероятными в связи с необходимостью объяснить столь высокое залегание слоев с *Cardium edule* L.

Литература

Андрусов Н. И. О древних береговых линиях Каспийского бассейна. Ежегодн. геол. и минер. Росс., т. I, 1900. — Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, 1937. — Гатуев С. А. Явления захвата реки в бассейне Терека. Тр. Геол. инст. АН СССР, т. 2, 1932. — Герасимов И. П. Каспийское море в четвертичный период. Тр. Сов. секц. АНЧПЕ, вып. 3, 1937. — Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. геогр. АН СССР, вып. XXXIII, 1939. — Гожев А. Д. Типы песков западной части Терско-Дагестанского массива и их хозяйственное использование. Изв. Гос. Русск. геогр. общ., 1930. — Голубятников В. Д. Морские и речные террасы Дагестана. Тр. Сов. секц. АНЧПЕ, 3, 1937. — Захаров Л. З. О древности Карагайских степей. Природа № 9, 1928. — Захаров Л. З. О происхождении песчаных образований в низовьях р. Кумы. Природа, № 9, 1928. — Ковалевский С. А. Лик Каспия. Тр. Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 2, 1933. — Православлев П. А. Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области. Тр. III Всесоюзн. съезда геол. 1930. — Рукки И. Очерки геоморфологии Кавказа, ч. I (Большой Кавказ), 1926. — Якубов Т. Некоторые данные о минералогическом составе песков Каспийской низменности в связи с вопросом их генезиса. Почвоведение, № 6, 1940.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
От редакции	3
Л. И. Маруашвили. Основные вопросы позднекайнозойской истории ландшафтов Кавказского перешейка	5
А. А. Вирский. Ход развития эрозийного рельефа равнины	25
Д. А. Козловский. Гидрологический метод учета современных вертикальных движений земной коры	36
М. Д. Гаврилов. Некоторые особенности развития горных речных долин	42
Г. А. Максимович. География карста в обломочных породах	51
Н. А. Гвоздецкий. О практическом значении изучения карстовых явлений	57
Н. А. Гвоздецкий. Опыт районирования карста Большого Кавказа	64
В. А. Апродов. Особенности карстообразования в Молотовской области	81
С. Г. Камтанов. Карстовые явления в районе Моркинской возвышенности	88
А. П. Сигов. О возрасте и происхождении продольных депрессий Урала	93
Б. Л. Мичков. О так называемых доюрских нечепленах Тянь-шаня и Памиро-Алая	108
М. И. Александрова. К вопросу о происхождении древних впадин восточной Ветпак-далы	118
Н. М. Решеткина. Задырные и межадырные впадины как аккумуляторы подземных вод	130
Б. К. Штегман. К истории формирования дельты р. Или	133
Г. П. Алферьев и А. М. Алферьева. Последние страницы геологической истории Терско-Кумской низины	151

Печатается по постановлению
Редакционно-Издательского совета
Академии Наук СССР

*

Редактор издательства С. Д. Вихрев
Техн. редактор Д. М. Крол
Корректоры А. Д. Копысова, Л. А. Райнер
и К. С. Тверитинова

*

РИСО АН СССР № 4353. Подписано к печати 30/IV 1952 г. М.-30880.
Бумага 70×108/16. Бум. л. 5. Печ. л. 13,7. Уч.-изд. л. 13,44. Тираж 2000 экз. № 29.
Номинал по прейскуранту 1952 г. в переплете 10 р. 90 к.

1-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Ленинград, В. О., 9 линия, д. 12

STAT